



**A GÊNESE DE ARGILOMINERAIS DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO  
SOBRE A POROSIDADE DE ARENITOS DO PRÉ-SAL (APTIANO) DA  
BACIA DO ESPIRITO SANTO**

Porto Alegre, 2017

**LEONARDO MOREJANO HALFEN**

**A GÊNESE DE ARGILOMINERAIS DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO  
SOBRE A POROSIDADE DE ARENITOS DO PRÉ-SAL (APTIANO) DA  
BACIA DO ESPIRITO SANTO**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

**Orientador:** Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

Porto Alegre, 2017

## **UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**Reitor:** Rui Vicente Oppermann

**Vice-Reitor:** Jane Fraga Tutikian

## **INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Halfen, Leonardo Morejano

Caracterização A gênese de argilominerais diagenéticos e sobre a porosidade de arenitos do Pré-Sal (Aptiano) da Bacia do Espírito Santo. / Leonardo Morejano Halfen. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.

[87 f.] il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador: Luiz Fernando De Ros

1. Aptiano. 2. Diagênese. 3. Bacia do Espírito Santo. 4. Arenitos. 5. Argilominerais. 6. Pré-sal. I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila Francine T. Binotto

CRB 10/1743

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso: **“A GÊNESE DE ARGILOMINERAIS DIAGENÉTICOS E SEU IMPACTO**

**SOBRE A POROSIDADE DE ARENITOS DO PRÉ-SAL (APTIANO) DA**

**BACIA DO ESPIRITO SANTO”** elaborado por LEONARDO MOREJANO HALFEN, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

---

Dr. Cesar L. Schultz

---

Dr. Paulo Alves de Souza

---

Dra. Tais Freitas da Silva

## **DEDICATÒRIA**

Dedico este trabalho aos meus pais Claudio Roberto Paim Halfen e Carla Maria Morejano Halfen, por todo amor, carinho e suporte ao longo de todos os anos. Vocês foram a base mais sólida para consolidar o que eu me tornei e esta conquista também pertence a vocês.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus pais por terem me proporcionado o verdadeiro valor da família na minha vida e por todo suporte e apoio ao longo da graduação. Agradeço a minha namorada Roberta Conde pelo amor, carinho e companheirismo em todos os momentos difíceis. Agradeço a todos os membros da minha família que contribuíram direta ou indiretamente para que eu chegasse até aqui especialmente a minha avó Alda (*in memoriam*) e ao meu tio Renato Halfen pelo exemplo de caráter e de pessoa.

Agradeço ao meu orientador Luiz Fernando De Ros, pela orientação neste trabalho e por ter sido muito mais do que um mero orientador, mas acima de tudo um grande exemplo de profissional e ser humano. Agradeço ao Garibaldi Armelenti por todos ensinamentos, amizade e lições ao longo dos anos.

Aos meus grandes amigos de mais de duas décadas: Gui Rial, Max, Diego e Thiago Molina, Philip, Rafael, Leitão, Bizarro e todos aqueles com os quais tive a oportunidade de aprender e compartilhar o significado da verdadeira amizade ao longo desta jornada até aqui.

Agradeço a cada professor do Instituto de Geociências da UFRGS por todo ensinamento e conhecimento adquirido, especialmente aos professores (as): Karin Goldeberg, Juliano Kuchle, Claiton Scherer, Clovis Gonzatti, Jose Carlos Frantz, e Ruy Paulo Philip. Agradeço a Shell pela pelo financiamento e suporte ao presente trabalho, no âmbito do Projeto Estudo geológico integrado da Formação Mucuri, Bacia do Espírito Santo, e a toda equipe do projeto Mucuri pelos conhecimentos divididos e suporte sempre que foi necessário.

A todos meus colegas de graduação pela amizade e pelo convívio até o final do curso, especialmente ao Beto, Diogo Mury, Luis Gabriel, Falha, Lucas Bofill, Crysthian, Thiago, pela grande amizade, companheirismo e por todos bons momentos compartilhados durante toda a graduação.

*“A glória é tanto mais tardia quanto mais duradoura ela há de ser, porque todo fruto delicioso amadurece lentamente” Arthur Schopenhauer*

## RESUMO

Os arenitos do Membro Mucuri (Aptiano) são os principais reservatórios da parte emergida da Bacia do Espírito Santo. Estes arenitos correspondem a depósitos marginais contemporâneos dos extensos reservatórios carbonáticos pré-sal, que são atualmente o principal alvo de exploração nas bacias do Espírito Santo, Campos e Santos. Os processos deposicionais dos reservatórios pré-sal continuam pouco compreendidos, assim como a configuração paleogeográfica, paleoclimática e paleoambiental que controlaram sua formação e evolução. O resultado do estudo petrográfico e de difração de raios-x dos arenitos Mucuri analisados neste trabalho revelou sua imaturidade textural e composicional, com abundantes feldspatos, biotita e minerais pesados provenientes da erosão de blocos soerguidos do embasamento plutônico sob clima semi-árido. Entre os processos eodiagenéticos que impactaram profundamente a porosidade e permeabilidade destes arenitos destacam-se a autigênese de argilominerais como esmectitas e caulinitas. Os argilominerais esmectíticos ocorrem na forma de cutículas e franjas recobrimo os grãos, ou localmente os substituindo, como complexas combinações com agregados microcristalinos heterogêneos. Os resultados observados demonstram que as esmectitas devem ter sido precipitadas por águas subterrâneas alcalinas, concentradas por evaporação. As caulinitas ocorrem como agregados microcristalinos e em *booklets* substituindo feldspatos e outros grãos e preenchendo poros intergranulares, e na forma lamelar, substituindo e expandindo micas. Outros processos diagenéticos significativos incluem a dissolução de feldspatos e minerais pesados, a precipitação de calcita, dolomita e pirita, e a compactação mecânica e química. A caracterização dos padrões de distribuição dos argilominerais autigênicos é importante para a compreensão e previsão da qualidade desses arenitos como reservatórios de petróleo. Além disso, a definição das condições genéticas nas quais ocorreram a autigênese de argilominerais e os outros processos eodiagenéticos nos arenitos Mucuri irá trazer uma contribuição para a compreensão das condições paleoambientais atuantes nas margens do sistema lacustre onde os volumosos reservatórios carbonáticos do pré-sal foram gerados.

**Palavras-Chave:** Bacia do Espírito Santo; Aptiano; Diagênese; Arenitos; argilominerais; Pré-sal.

## ABSTRACT

The sandstones of the Mucuri Member (Aptian) are the main reservoirs of the onshore part of the Espírito Santo Basin. These sandstones correspond to marginal deposits coeval to the extensive pre-salt carbonate reservoirs, which are currently the main exploration target in the Espírito Santo, Campos and Santos basins. The depositional processes of the pre-salt reservoirs remain poorly understood, as well as the paleogeographic, paleoclimatic and paleoenvironmental configuration that controlled their formation and evolution. The results of the petrographic study and x-ray diffraction of the Mucuri sandstones analyzed in this study revealed their textural and compositional immaturity, with abundant feldspars, biotite and heavy minerals from the erosion of uplifted blocks of the plutonic basement under semi-arid climate. Among the eodiagenetic processes that profoundly impacted the porosity and permeability of these sandstones, stand out the authigenesis of smectites and kaolinites. Smectitic clay minerals occur as coatings and rims covering the grains, or locally replacing them, as complex combinations with heterogeneous microcrystalline aggregates. The observed results demonstrate that the smectites must have been precipitated by alkaline groundwater, concentrated by evaporation. Kaolinites occur as microcrystalline booklet aggregates replacing feldspars and other grains and filling intergranular and pores, and lamellar, replacing and expanding micas. Other significant diagenetic processes include the dissolution of feldspars and heavy minerals, precipitation of calcite, dolomite and pyrite, and mechanical and chemical compaction. The characterization of the distribution patterns of authigenic clay minerals is important for understanding and predicting the quality of these sandstones as oil reservoirs. Besides, the definition of the genetic conditions in which the clay minerals authigenesis and other eodiagenetic processes occurred in the Mucuri sandstones will contribute to the understanding of the paleoenvironmental conditions at the margins of the lacustrine system where the voluminous pre-salt carbonate reservoirs were generated.

**Key words:** Espírito Santo Basin; Aptian; Diagenesis; Sandstones; clay minerals; Pre-Salt;

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO MOSTRANDO OS LIMITES DA BACIA .....	20
FIGURA 2: LOCALIZAÇÃO DA PLATAFORMA DE SÃO MATEUS NA PARTE EMERSA DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO COM DESTAQUE AONDE ESTÃO LOCALIZADOS OS POÇOS UTILIZADOS NESTE ESTUDO .....	23
FIGURA 3: CARTA CRONOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO COM O INTERVALO ALVO DESTE ESTUDO MARCADO EM VERMELHO .....	26
FIGURA 4: DIAGRAMA DEMONSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE OS ESTÁGIOS DIAGENÉTICOS .....	30
FIGURA 5: QUANTIFICAÇÃO PERPENDICULAR À ESTRUTURA PRINCIPAL (ESQUERDA) E O MICROSCÓPIO UTILIZADO ÓPTICO LEITZ LABORLUX 12 POL S COM CHARRIOT ACOPLADO (DIREITA). .....	35
FIGURA 6: JANELA DO SOFTWARE PETROLEDGE®, DEMONSTRANDO COMO SÃO INSERIDOS OS CONSTITUINTES PRIMÁRIOS (EM VERDE) E DIAGENÉTICOS (EM AMARELO) E POROSIDADE (AZUL).....	36
FIGURA 7: O PROCEDIMENTO PARA REMOÇÃO DO ÓLEO FOI REALIZADO ATÉ QUE O HEXANO, EM CONTATO COM A AMOSTRA, SE MANTEVE INCOLOR .....	39
FIGURA 8: AMOSTRAS EM SOLUÇÃO TAMPÃO DE ÁCIDO ACÉTICO E ACETATO DE SÓDIO COM PH 5, EM BANHO A 70°C, PARA REMOÇÃO DE CARBONATOS .....	40
FIGURA 9: FÁCIES DEPOSICIONAIS INDIVIDUALIZADAS NOS POÇOS TRABALHADOS: (A) FÁCIES GM - CONGLOMERADO ARENOSO CLASTO SUPORTADO. (B) FÁCIES SM – ARENITO GROSSO A MUITO GROSSO LAMINADO. (C) FÁCIES SWR - ARENITO FINO A MÉDIO MICÁCEO COM WAVE RIPPLES. (D) FÁCIES HWL - HETEROLITO LAMINADO INTERCALANDO PELITO MUITO FINO E AREIA MUITA FINA. (E) FÁCIES FL – ARENITO MUITO FINO MICÁCEO COM LAMINAÇÃO PLANO-PARALELA. (F) FÁCIES SL – ARENITO FINO A MÉDIO COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA DE BAIXO ÂNGULO .....	45
FIGURA 10: FOTOMICROGRAFIAS DAS TEXTURAS DOS ARENITOS SILICICLÁSTICOS ANALISADOS. A) CONGLOMERADO ARENOSO MACIÇO, MAL SELECIONADO, RICO EM	

FRAGMENTOS PLUTÔNICOS (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). B) ARENITO MÉDIO CONGLOMERÁTICO MACIÇO, MAL SELECIONADO (XP). C) LAMINAÇÃO PARALELA DEFINIDA PELA CONCENTRAÇÃO DE GRANADAS (POLARIZADORES DESCRUZADOS; //P). D) ARENITO FINO CONGLOMERÁTICO, MODERADAMENTE SELECIONADO COM LAMINAÇÃO ORIENTADA POR NÍVEIS MICÁCEOS (//P). E) ARENITO FINO, MODERADAMENTE SELECIONADO, MICÁCEO, RICO EM BIOTITA (XP). F) ARENITO MÉDIO, MODERADAMENTE SELECIONADO, MICÁCEO COM FLUIDIZAÇÃO MARCADO PELA DEFORMAÇÃO DAS BIOTITAS. .... 48

FIGURA 11: COMPOSIÇÃO DETRÍTICA ORIGINAL E ATUAL DOS ARENITOS ANALISADOS, PLOTADA NO DIAGRAMA DE FOLK (1968)..... 50

FIGURA 12: FOTOMICROGRAFIAS DOS PRINCIPAIS CONSTITUINTES PRIMÁRIOS EXTRABACIAIS. A) ARENITO GROSSO CONGLOMERÁTICO RICO EM FRAGMENTOS PLUTÔNICOS E FELDSPATOS (XP) B) GRÃOS SUBANGULOSOS A SUBARREDONDADOS DE QUARTZO E FELDSPATO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). C) FRAGMENTOS PLUTÔNICOS GRANITO-GNÁISSICOS RICOS EM FELDSPATOS E QUARTZO (XP). ARENITO GROSSO RICO EM GRÃOS SUBANGULOSOS DE FELDPSTAPO E QUARTZO D). E) NÍVEIS DE CONCENTRAÇÃO DE MINERAIS PESADOS RICOS EM GRANADA (POLARIZADORES DESCRUZADOS; //P). F) NÍVEIS DE CONCENTRAÇÃO MICÁCEA RICOS EM BIOTITA (//P). D)..... 51

FIGURA 13: COMPOSIÇÃO DETRÍTICA ESSENCIAL DOS ARENITOS E CONGLOMERADOS ESTUDADOS PLOTADOS NO DIAGRAMA DE DICKSON (1985) DEMONSTRANDO A PROVENIÊNCIA DE BLOCOS SOERGUIDOS DO EMBASAMENTO E CONTINENTAL TRANSICIONAL..... 52

FIGURA 14: FOTOMICROGRAFIAS DOS PRINCIPAIS CONSTITUINTES PRIMÁRIOS INTRABACIAIS. A) GRANDE INTRACLASTO LAMOSO (XP). B) FRAGMENTOS CARBONOSOS COM TEXTURA CELULAR (POLARIZADORES DESCRUZADOS; //P). C) FRAGMENTOS CARBONOSOS EM NÍVEIS DE CONCENTRAÇÃO DE BIOTITA (//P). E) INTRACLASTO DE SOLO COM TEXTURA ARGILOSA COMPLEXA (XP). D) INTRACLASTO DE SOLO CONTRAÍDO XP). F) INTRACLASTOS LAMOSOS E PSEUDOMATRIZ DERIVADOS DA SUA COMPACTAÇÃO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). .... 53

FIGURA 15: IMAGENS DA ESMECTITA E PRINCIPAIS PROCESSOS DIAGENÉTICOS OBSERVADOS. A) ROSETAS E FRANJAS DE ESMECTITA COBRINDO GRÃOS (ELÉTRONS SECUNDÁRIOS – SE). B) DETALHE DAS FRANJAS DE ESMECTITA (SE). C) GRÃO DE GRANADA SUBSTITUÍDO E COM FRATURAS PREENCHIDAS POR ESMECTITA MICROCRISTALINA. D) FRANJAS DE ESMECTITA SUBSTITUINDO E COBRINDO GRÃOS (SE) E) FRANJAS DUPLAS E AGREGADOS COMPLEXOS MICROCRISTALINOS DE

ESMECTITA PREENCHENDO POROS INTERGRANULARES E SUBSTITUINDO GRÃO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). F) FORMAÇÃO DE ESMECTITA SOBRE BOOKLETS DE CAULINITA (SE). ..... 55

FIGURA 16: IMAGENS DA CAULINITA E PROCESSOS DIAGENÉTICOS OBSERVADOS. A) BOOKLETS E AGREGADOS VERMICULARES DE CAULINITA SUBSTITUINDO GRÃOS (ELÉTRONS SECUNDÁRIOS – SE). B) BOOKLETS DE CAULINITA SOBRE FRANJAS DE ESMECTITA (SE). C) CAULINITA EM LIVRINHOS SUBSTITUINDO GRÃOS E PREENCHENDO POROSIDADE INTERGRANULAR. D) CAULINITA SUBSTITUINDO FELDSPATO CIRCUNDADO POR CUTÍCULAS DE ESMECTITA (SETA VERMELHA), E POR CRESCIMENTOS DE K-FELDSPATO – (ELÉTRONS RETROESPALHADOS – BSE). E) CAULINITA PREENCHENDO POROS INTERGRANULARES. F) CAULINITA EXPANDINDO MUSCOVITA (BSE). ..... 57

FIGURA 17: IMAGENS DA CALCITA E PRINCIPAIS PROCESSOS DIAGENÉTICOS OBSERVADOS. A) CALCITA POIQUILOTÓPICA SUBSTITUINDO GRÃOS DE QUARTZO E FELDSPATO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). B) INTENSA CIMENTAÇÃO POR CALCITA SUBSTITUINDO GRÃOS E PREENCHENDO POROS INTERGRANULARES (ELÉTRONS RETROESPALHADOS – BSE). C) CALCITA MACROCRISTALINA SUBSTITUINDO CAULINITA (XP). D) CALCITA SUBSTITUINDO BOOKLETS E AGREGADOS VERMICULARES DE CAULINITA EM DETALHE NAS SETAS VERMELHAS (BSE). E) CALCITA SUBSTITUINDO GRÃO PREVIAMENTE SUBSTITUÍDO POR ESMECTITA (XP). F) CALCITA EXPANDINDO BIOTITA (XP)..... 58

FIGURA 18: IMAGENS DE FELDSPATOS E PRINCIPAIS PROCESSOS DIAGENÉTICOS OBSERVADOS. A) CRESCIMENTOS EPITAXIAIS DE K-FELDSPATO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). B) DETALHE DOS CRESCIMENTOS DE K-FELDSPATO EM ELÉTRONS SECUNDÁRIOS (SE). C) CRESCIMENTOS INTERNOS DE K-FELDSPATO EM FRATURA DE GRÃO DE MICROCLÍNIO D) DETALHE DE CRESCIMENTO INTERNOS DE K-FELDSPATO (SETA VERMELHA) EM POROSIDADE DE DISSOLUÇÃO DE FELDSPATO..... 60

FIGURA 19: IMAGENS DE OUTROS PROCESSOS DIAGENÉTICOS OBSERVADOS. A) CRISTAIS BLOCOSOS DE PIRITA SUBSTITUINDO GRÃOS (POLARIZADORES DESCRUZADOS; //P). B) PIRITA SUBSTITUINDO E EXPANDINDO LAMELAS DE BIOTITA (SETA VERMELHA) (ELÉTRONS RETROESPALHADOS – BSE). C) DOLOMITA MACROCRISTALINA CIMENTANDO GRÃOS E PREENCHENDO PORO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). D) CRESCIMENTOS INTERNOS DE QUARTZO (SETA VERMELHA) CICATRIZANDO FRATURA EM GRÃO DE QUARTZO (XP). E) GIPSITA EXPANDINDO LAMELAS DE BIOTITA (XP). F) DETALHE DE ÓXIDOS DE TITÂNIO SUBSTITUINDO MINERAIS PESADOS (//P). IMAGENS DE OUTROS PROCESSOS DIAGENÉTICOS OBSERVADOS. A) CRISTAIS BLOCOSOS DE PIRITA SUBSTITUINDO GRÃOS (POLARIZADORES DESCRUZADOS; //P). B) PIRITA

<p>SUBSTITUINDO E EXPANDINDO LAMELAS DE BIOTITA (SETA VERMELHA) (ELÉTRONS RETROESPALHADOS – BSE). C) DOLOMITA MACROCRISTALINA CIMENTANDO GRÃOS E PREENCHENDO PORO (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). D) CRESCIMENTOS INTERNOS DE QUARTZO (SETA VERMELHA) CICATRIZANDO FRATURA EM GRÃO DE QUARTZO (XPGIPSITA EXPANDINDO LAMELAS DE BIOTITA (XP). F) DETALHE DE ÓXIDOS DE TITÂNIO SUBSTITUINDO MINERAIS PESADOS (//P).....</p>	63
<p>FIGURA 20: AMOSTRA CP-1-0001 565,00M FRAÇÃO MENOR DO QUE 20µM. OS ARGILOMINERAIS IDENTIFICADOS SÃO ESMECTITAS (SM) E CAULINITA (K) COMUM A PRESENÇA DE LINHAS RELACIONADAS A MICAS DETRÍTICAS (M).....</p>	65
<p>FIGURA 21: AMOSTRA CP-1-0001 667,10M FRAÇÃO MENOR DO QUE 20µM. OS ARGILOMINERAIS IDENTIFICADOS SÃO INTERESTRATIFICADOS DE ILITA-ESMECTITA (I/S), ESMECTITAS (SM) E CAULINITA (K).....</p>	66
<p>FIGURA 22: AMOSTRA 4COG-0003 757,78M FRAÇÃO MENOR DO QUE 20µM. OS ARGILOMINERAIS IDENTIFICADOS SÃO INTERESTRATIFICADOS DE ILITA-ESMECTITA (I/S), ESMECTITAS (SM) E CAULINITA (K).....</p>	67
<p>FIGURA 23: AMOSTRA 2NST-0002 2041,50M FRAÇÃO MENOR DO QUE 20µM. PRINCIPAIS ARGILOMINERAIS IDENTIFICADOS: CAULINITA (K), INTERESTRATIFICADOS DE CAMADAS MISTAS DE ILITA-ESMECTITA (I/S) E ESMECTITA (SM). .....</p>	68
<p>FIGURA 24: AMOSTRA 2NST-0002 2076,50M FRAÇÃO MENOR DO QUE 20µM. PRINCIPAIS ARGILOMINERAIS IDENTIFICADOS INTERESTRATIFICADOS DE CAMADAS MISTAS DE ILITA-ESMECTITA (I/S), CAULINITA (K), AUSÊNCIA DE ESMECTITA. ....</p>	69
<p>FIGURA 25: FOTOMICROGRAFIAS DAS FEIÇÕES DE COMPACTAÇÃO E DOS PRINCIPAIS TIPOS DE POROS NOS ARENITOS E CONGLOMERADOS ANALISADOS. A) COMPACTAÇÃO MECÂNICA EVIDENCIADA PELO FRATURAMENTO DE QUARTZO E FELDSPATO E COMPACTAÇÃO QUÍMICA AO LONGO DOS CONTATOS COM GRÃOS DE BIOTITA (POLARIZADORES CRUZADOS; XP). B) POROSIDADE INTERGRANULAR PRIMÁRIA (POLARIZADORES DESCRUZADOS; //P). C) POROSIDADE DE FRATURA DE ROCHA (//P). D) POROSIDADE DE FRATURA EM ARENITO FINO MUITO MICÁCEO (//P). E) POROSIDADE SECUNDÁRIA GERADA PELA DISSOLUÇÃO DE FELDSPATOS (//P). F) POROSIDADE SECUNDÁRIA GERADA PELA DISSOLUÇÃO DE MINERAIS PESADOS (//P). .....</p>	71
<p>FIGURA 26: RELAÇÃO ENTRE O VOLUME DE CIMENTO INTERGRANULAR E O VOLUME INTERGRANULAR TOTAL NAS AMOSTRAS ANALISADAS, PLOTADA NO DIAGRAMA DE EHRENBERG (1989), DEMONSTRANDO QUE A CIMENTAÇÃO FOI O PRINCIPAL</p>	

**PROCESSO DE REDUÇÃO DA POROSIDADE INTERGRANULAR DOS ARENITOS E  
CONGLOMERADOS ESTUDADOS..... 72**

**FIGURA 27: SEQUÊNCIA SIMPLIFICADA DOS PRINCIPAIS PROCESSOS DIAGENÉTICOS  
ANALISADOS NAS AMOSTRAS DO MEMBRO MUCURI. A ESPESSURA DAS BARRAS  
CORRESPONDE À IMPORTÂNCIA DOS PROCESSOS..... 76**

## LISTA DE TABELAS

<b>TABELA 1: DEFINIÇÃO DOS PRINCIPAIS PROCESSOS DIAGENÉTICOS E SEUS RESPECTIVOS TERMOS (MODIFICADO DE WORDEN &amp; BURLEY, 2003).....</b>	<b>28</b>
<b>TABELA 2: INTERPRETAÇÃO DAS ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES A PARTIR DAS DESCRIÇÕES DOS TESTEMUNHOS REALIZADOS PELA EQUIPE DO PROJETO MUCURI .....</b>	<b>46</b>
<b>TABELA 3: RESUMO DA QUANTIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DOS PRINCIPAIS CONSTITUINTES PRIMÁRIOS IDENTIFICADOS NOS ARENITOS E CONGLOMERADOS ANALISADOS .....</b>	<b>50</b>
<b>TABELA 4: RESUMO DA QUANTIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DOS PRINCIPAIS CONSTITUINTES DIAGENÉTICOS E TIPOS DE POROS IDENTIFICADOS NOS ARENITOS E CONGLOMERADOS ANALISADOS.....</b>	<b>64</b>

## LISTA DE SIGLAS

<b>DRX</b>	<b>Difração de Raios-x</b>
<b>MEV</b>	<b>Microscopia Eletrônica de Varredura</b>
<b>EDS</b>	<b><i>Energy Dispersive Spectroscopy.</i></b>
<b>BSE</b>	<b>Elétrons Retroespalhados (<i>Backscatter Electrons</i>)</b>

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>19</b>
1.1 Objetivos e Hipóteses.....	19
<b>2. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO</b> .....	<b>20</b>
2.1 Bacia do Espírito Santo .....	20
2.2 Arcabouço Litoestratigráfico .....	24
2.2.1 Grupo Nativo .....	24
2.2.2 Formação Cricaré.....	24
2.2.3 Formação Mariricu.....	25
<b>3. REVISÃO CONCEITUAL</b> .....	<b>27</b>
<b>4. ESTADO DA ARTE: DIAGENÊSE DE ARGILOMINERAIS EM ROCHAS CLÁSTICAS</b> .....	<b>30</b>
4.1 Argilominerais em Arenitos.....	30
4.2 Esmectitas em arenitos .....	31
<b>5. METODOLOGIA</b> .....	<b>34</b>
5.1 Revisão bibliográfica .....	34
5.4 Fotomicrografia.....	37
5.5 Difratomia de Raios X.....	38
5.5.1 Preparação das amostras.....	38
5.6 Microscopia Eletrônica de Varredura.....	40
5.7 Integração de Dados .....	41
<b>6. RESULTADOS</b> .....	<b>42</b>
6.1 Fácies Depositionais.....	42

6.2 Associações de Fácies .....	46
6.3 Petrologia dos Arenitos.....	47
6.4 Estrutura, Textura e Composição Primária .....	47
6.5 Diagênese dos Arenitos e Conglomerados .....	54
6.5.1 Difractometria de Raios X.....	65
6.6 Porosidade e Compactação .....	70
<b>7. DISCUSSÃO .....</b>	<b>72</b>
7.1 Diagênese dos Arenitos Mucuri e Paleoclima .....	76
<b>8. CONCLUSÕES .....</b>	<b>78</b>
<b>9. BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>80</b>
<b>10. ANEXOS (CD).....</b>	<b>87</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Os reservatórios da seção pré-sal são atualmente o principal foco exploratório nas bacias da margem brasileira (bacias de Santos, Campos e Espírito Santo). Seu contexto deposicional, em termos dos processos sedimentares, configuração paleogeográfica, paleoclimática e paleoambiental, que controlaram a formação e evolução destes reservatórios e fácies associadas, continuam pouco compreendidos. Os arenitos do Membro Mucuri, Aptiano da porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo correspondem às fácies marginais dos imensos reservatórios carbonáticos lacustres do pré-sal. Os reservatórios Mucuri são caracterizados por intensa cimentação e substituição dos grãos durante a eodiagênese, resultado da interação entre fluidos alcalinos e uma mineralogia detrítica fortemente imatura. Compreender os fatores deposicionais e diagenéticos que controlam a qualidade e heterogeneidade dos reservatórios Mucuri torna-se essencial para otimizar as atividades de exploração de hidrocarbonetos. Além disso, o estudo sistemático das características deposicionais e eodiagenéticas desses depósitos marginais deverá contribuir para a compreensão das condições genéticas e de evolução inicial dos reservatórios lacustres da seção pré-sal.

### 1.1 Objetivos e Hipóteses

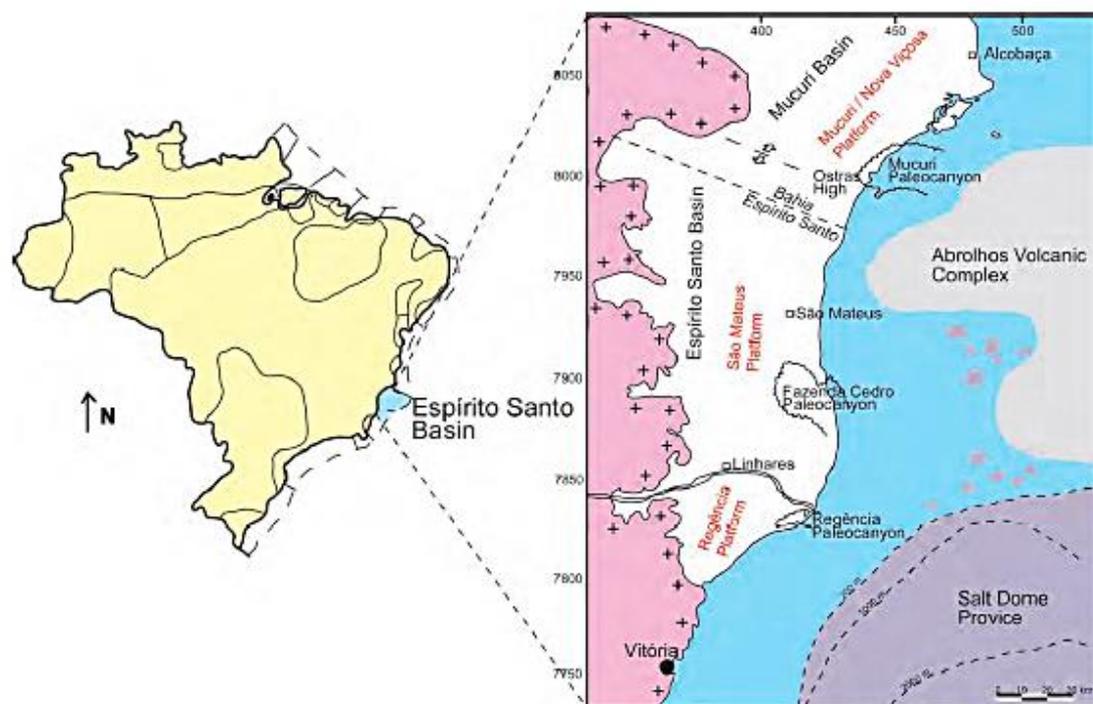
Este estudo tem como objetivo: verificar a existência de padrões de distribuição dos principais processos diagenéticos em relação as fácies deposicionais e a composição primária dos arenitos Mucuri, e através da definição dos processos diagenéticos compreender as condições paleoambientais ocorrentes no Aptiano ao longo das margens dos sistemas lacustres onde depositaram-se os reservatórios da seção pré-sal. Verificar a qualidade de reservatório das amostras estudadas, examinando as hipóteses de que os processos diagenéticos são controlados pela composição primária, pelas fácies deposicionais ou se estes processos diagenéticos são controlados por variações climáticas não refletidas nas fácies.

## 2. LOCALIZAÇÃO E GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

### 2.1 Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo está localizada na margem continental leste Brasileira (Fig.1). A Bacia é delimitada geologicamente pelo Alto de Vitória ao sul, e pelo “Paleocanyon” de Mucuri ao Norte, pelo embasamento cristalino a Oeste e pelo complexo vulcânico de Abrolhos a Leste (BIASSUSI *et al.*, 1990). A área da bacia é de aproximadamente 41.500 Km<sup>2</sup>, dos quais 3.000 Km<sup>2</sup> referem-se à porção emersa da bacia (FRANÇA *et al.*, 2007).

**Figura 1** - Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo mostrando os limites da bacia



A origem da Bacia do Espírito Santo inicia-se no Cretáceo Inferior, ao final do Neocomiano, durante o rifteamento responsável pela separação do supercontinente Gondwana. A evolução tectono-sedimentar da bacia do Espírito Santo possui uma história análoga às outras bacias da margem leste brasileira (MOHRIAK *et al.*, 2003). Inicialmente a história evolutiva da bacia do Espírito Santo foi dividida em quatro fases evolutivas: *pré-rift*, *rift*, *proto-oceano* e *marinho* (ASMUS *et al.*, 1972). Posteriormente (VIEIRA *et al.*, 1998) subdividem o preenchimento da bacia do Espírito Santo em três megassequências deposicionais associadas as suas fases tectônicas: Uma continental associada à fase *rift*, uma transicional associada à fase *sag* e uma fase marinha por último associada à fase *drift* de subsidência térmica. De acordo com (BIASSUSI *et al.*, 1990) a bacia do Espírito Santo na sua porção terrestre está subdividida em quatro domínios morfoestruturais, dispostos na ordem de nordeste a sudeste: Plataforma de São Mateus (Fig. 2), onde localizam-se os poços exploratórios objetos deste estudo, paleocanyon de Fazenda Cedro, Plataforma de Regência e paleocanyon de Regência.

As rochas do embasamento são constituídas por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitoides pertencentes a Faixa Araçuaí, localizada a sudeste do Cráton São Francisco, cujas datações indicam uma idade arqueana, parcialmente retrabalhada nos ciclos Transamazônico e Brasileiro (FRANÇA *et al.*, 2007). Segundo (VIEIRA *et al.*, 1994), a primeira megassequência é corresponde à Formação Cricaré e representa os primeiros estágios de deposição de uma sequência continental em um ambiente com uma intensa atividade tectônica, gerando falhamentos normais, ocasionalmente transcorrentes. Esta formação corresponde a folhelhos lacustres Neocomianos com grande contribuição fluvial e aluvial gerados na borda dos falhamentos. Diversos trabalhos evidenciam que estes folhelhos lacustres seriam os principais geradores de hidrocarbonetos da bacia (ESTRELLA, 1984; CARVALHO, 1989; VIEIRA *et al.*, 1994). Uma discordância regional caracteriza o topo desta megassequência, conhecida como discordância pré-Alagoas. Sobrepostos à discordância pré-Alagoas depositaram-se os sedimentos da Formação Mariricu (Membros Mucuri e Itaúnas), representativos da megassequência transicional da bacia.

O membro Mucuri é composto por arenitos e conglomerados depositados em sistemas fluviais e estuarinos, intercalado com folhelhos, calcários e anidritas,

caracterizando curtos períodos de transgressão. Após esta sequência ocorrem os evaporitos do Membro Itaúnas, representando uma transgressão marinha e uma parada da atividade tectônica, sob condições de circulação restrita e clima árido (BIASSUSI *et al.*, 1990).

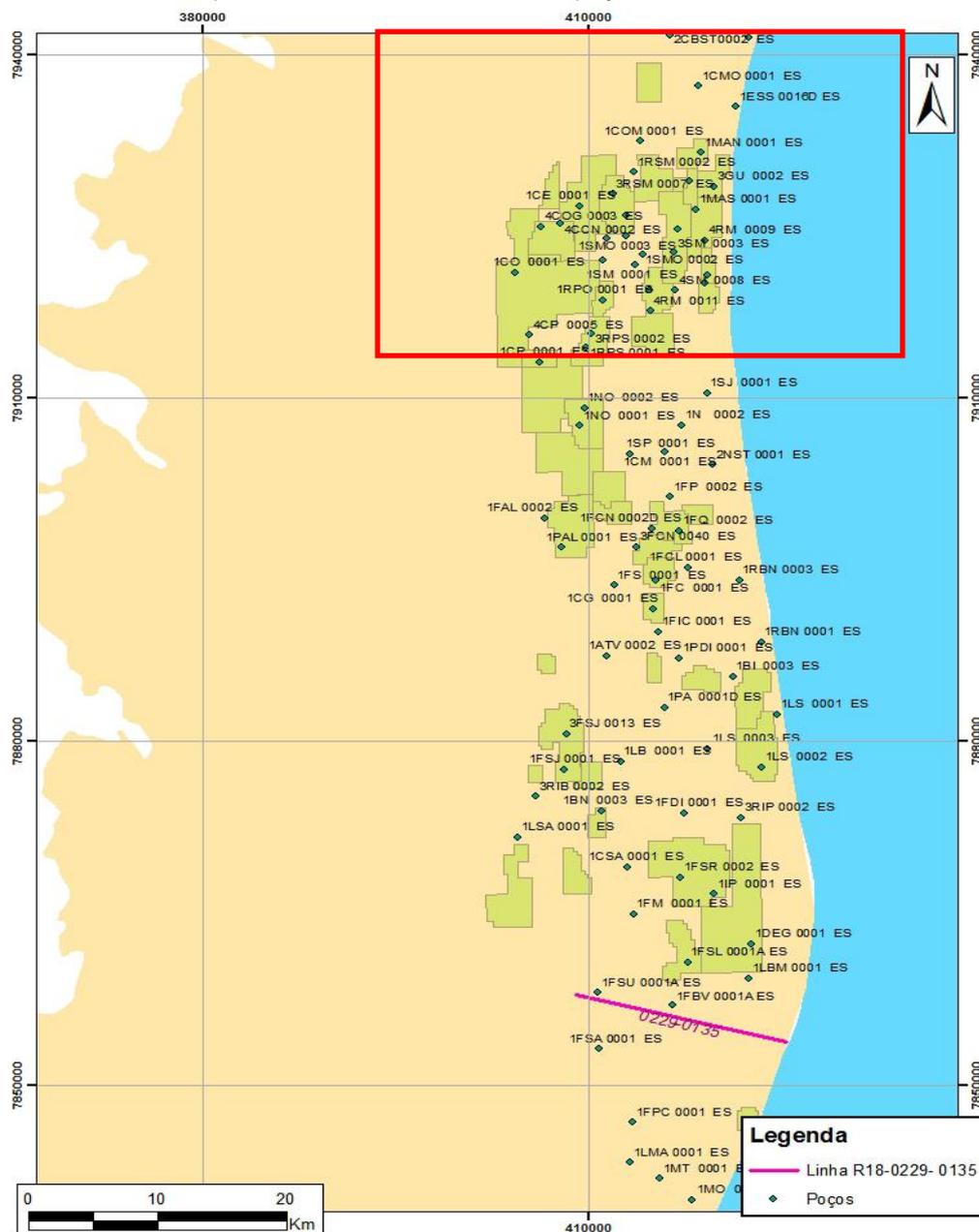
No Albo-Cenomaniano a bacia apresenta uma evolução para condições marinhas rasas características de um estágio transicional, dando início ao desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática, contemporânea a um sistema de leques costeiros ao longo da borda oeste. Esta seção é representada por calcarenitos e calcirruditos oncolítico-peletoidais, folhelhos, margas e arenitos. Duas seções são claramente identificadas neste contexto, uma seção clástica e uma carbonática. A seção predominantemente clástica é denominada de Membro São Mateus, e a carbonática de Membro Regência, pertencentes à formação Barra Nova (ASMUS *et al.*, 1971).

No Cretáceo Superior, ocorre o início da subsidência térmica e a flexura crustal que provocaram um grande basculamento da bacia para leste e diversos escorregamentos da seção evaporítica por halocinese, gerando falhas, domos e arqueamentos, controlando a deposição da espessa sequência de folhelhos marinhos e turbiditos da Formação Urucutuca. A espessa seção sedimentar dessa fase corresponde às condições tipicamente marinhas e em termos litoestratigráficos constituem as Formações Urucutuca, Caravelas e Rio Doce (VIEIRA, 1994). A estruturação nesta seção é controlada pelo fluxo de sal, com gradual decréscimo nos falhamentos nos pacotes mais jovens (GOMES *et al.*, 1988).

Os paleocanyons de Fazenda Cedro e Regência tiveram seu desenvolvimento controlado por sistemas de falha do embasamento, proporcionando situações ideais para a formação e a acumulação de hidrocarbonetos, condicionando a presença dos principais campos atualmente em produção (FRANÇA *et al.*, 2007). Durante o Paleogeno, a Bacia do Espírito Santo sofreu nova fase tectônica, provocando um rebaixamento do nível do mar devido à ocorrência de expressivos eventos como o soerguimento da Serra do Mar, o vulcanismo de Abrolhos e uma contínua halocinese, controlando cada vez mais a distribuição das areias provenientes de noroeste. O Vulcanismo de Abrolhos foi um evento magmático de grandes proporções na parte

submersa da bacia, com período de maior atividade vulcânica entre 59 e 37 Ma, influenciando fortemente, a sedimentação das Sequências do Paleogeno.

**Figura 2** - Localização da Plataforma de São Mateus na parte emersa da Bacia do Espírito Santo com destaque aonde estão localizados os poços utilizados neste estudo.



## 2.2 Arcabouço Litoestratigráfico

A estratigrafia do período Cretáceo da bacia do Espírito Santo começou a ser estudada formalmente apenas no início da década de 60. Em 1968 Asmus apresentou a primeira carta estratigráfica baseada em dados bioestratigráficos. Posteriormente, Alves e Asmus sugeriram uma coluna litoestratigráfica provisória para a bacia baseando-se principalmente em dados de poços, utilizaram cinco intervalos para dividir as unidades cretáceas, com quatro pertencentes ao Cretáceo Inferior e um intervalo pertencente ao Cretáceo Superior. Asmus em 1971 formalizou a proposta de 1968 integrando os dados litoestratigráficos e bioestratigráficos apresentando a primeira carta oficial da bacia no Congresso Brasileiro de Geologia de 1971. A carta estratigráfica utilizada neste trabalho (Fig. 3) é a proposta por (França *et al.* 2007) que engloba os mesmos princípios litoestratigráficos estabelecidos por (Vieira *et al.* 1994) consolidando informações e modificações adicionais às cartas propostas por Asmus (1971) e Biassusi (1990).

A coluna litoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo foi dividida em três grupos: Grupos Nativo, Barra Nova e Espírito Santo. O Grupo Nativo é composto pelas formações Cricaré e Mariricu, o grupo Barra Nova pelas formações São Mateus e Regência, e o Grupo Espírito Santo, pelas formações Urucutuca, Caravelas, Rio Doce e Abrolhos. Abaixo é descrito o Grupo Nativo, que engloba o Membro Mucuri objeto de estudo deste trabalho.

### 2.2.1 Grupo Nativo

O Grupo Nativo possui rochas representativas do estágio *rift* da Bacia migrando para um estágio transicional. Ele é composto pelas formações Cricaré e Mariricu. A formação Cricaré compreende os membros Jaguaré e Sernambi e a Formação Mariricu compreende os membros Mucuri (objeto deste estudo) e Itaúnas.

### 2.2.2 Formação Cricaré

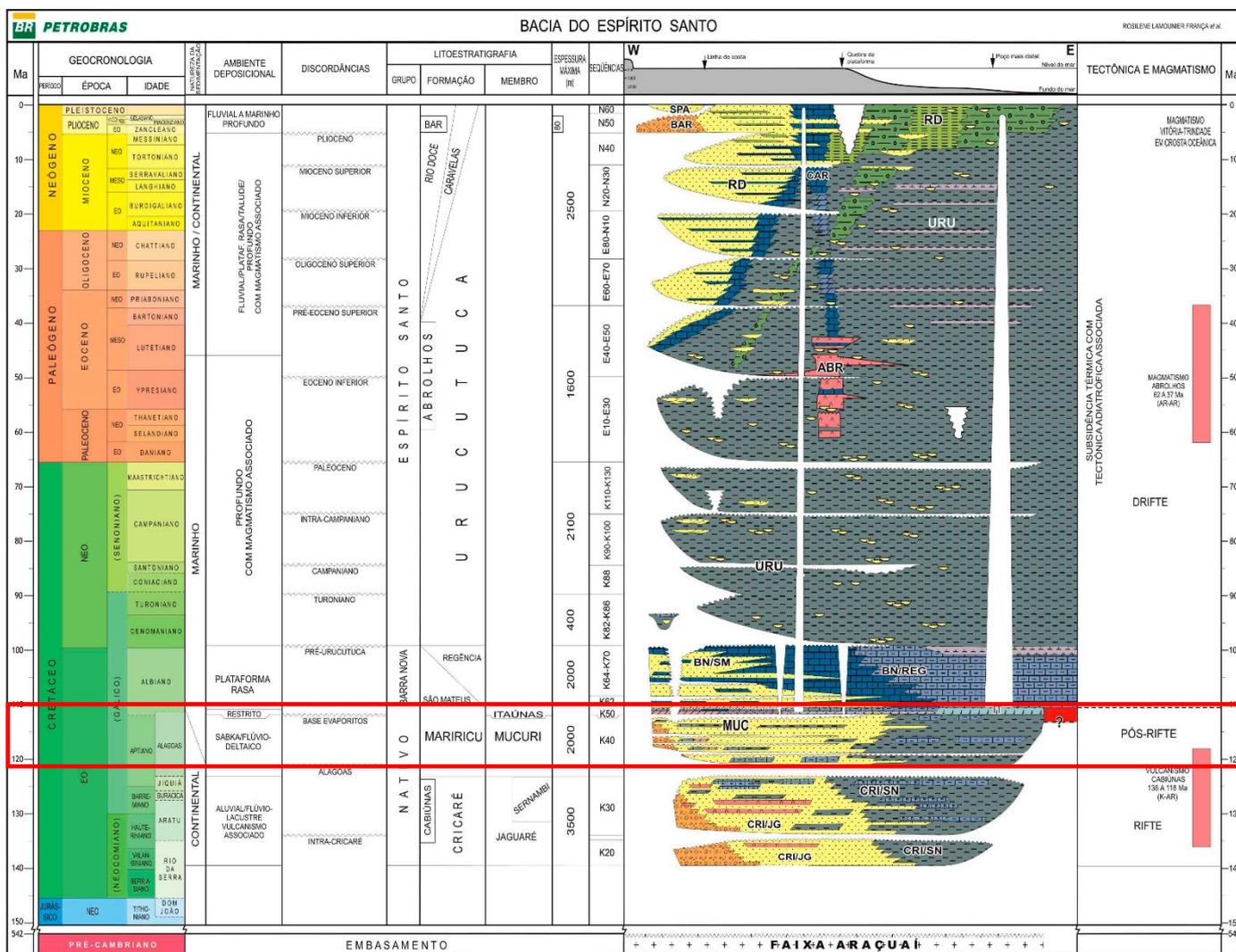
A Formação Cricaré foi individualizada somente em 1992 por Vieira e formalizada em 1994, até a formalização desta publicação esta formação era considerada como o mesmo pacote de rochas clásticas grossas do Membro Mucuri.

Esta formação tem como limite a discordância regional de caráter erosiva conhecida como discordância Pré-Alagoas. A Formação Cricaré é constituída por arenitos cinzentos, médios a conglomeráticos, arcoseanos e imaturos. (VIEIRA, 1998) individualiza dois membros para esta formação: Membros Jaguaré e Sernambi. O Membro Jaguaré é caracterizado pela intercalação de arenitos e conglomerados com as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. O Membro Sernambi caracteriza-se pela predominância de camadas de folhelhos, margas e carbonatos. (VIEIRA *et al.*, 1994) reconhece que os contatos inferiores e superiores da Formação Cricaré são discordantes com o embasamento e o Membro Mucuri e que embora sejam muito semelhantes litologicamente, a Formação Cricaré é separada do Membro Mucuri pela discordância Pré-Alagoas.

### **2.2.3 Formação Mariricu**

Esta Formação foi designada inicialmente por (Asmus, 1971) compreendendo o pacote de rochas abaixo dos evaporitos. O Membro Mucuri é composto por arenitos e conglomerados ricos em feldspatos e fragmentos de rochas plutônicas, folhelhos e siltitos. Sobrepostos a estes sedimentos clásticos encontram-se anidritas e halitas com finas camadas de folhelho que caracterizam o Membro Itaúnas (VIEIRA, 1994). Esta Formação possui um contato inferior discordante com a Formação Cricaré, e um contato superior concordante com o Grupo Barra Nova. Também possui um contato discordante com a Formação Rio Doce na porção oeste da bacia. Dados bioestratigráficos atribuem uma idade neo-Alagoas à Formação Mariricu, esta unidade é representativa de um ambiente transicional de um ambiente continental para um marinho ainda restrito. Os sedimentos clásticos foram depositados por sistemas fluviais entrelaçados e deltaicos (ASMUS, 1971), e os evaporitos foram gerados em *sabkhas* e sub-bacias restritas.

Figura 3 - Carta cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo com o intervalo alvo deste estudo marcado em vermelho



### 3. REVISÃO CONCEITUAL

#### 3.1 Conceitos Fundamentais sobre diagênese

Segundo (BURLEY; WORDEN, 2003) a diagênese engloba uma série de processos físicos, químicos e biológicos que afetam os sedimentos após sua deposição, envolvendo reações entre os sedimentos e as águas intersticiais. São sistemas geoquímicos muito dinâmicos, sendo extremamente ativos durante a história evolutiva dos sedimentos e rochas sedimentares, evoluindo de acordo com o ambiente à medida que ocorrem variações na temperatura, pressão e composição química dos fluidos. A Tabela 1 resume os principais processos diagenéticos, e seus respectivos termos.

<b>Processos</b>	<b>Definição</b>
<b>Autigênese</b>	Precipitação de novos minerais a partir de uma solução durante a diagênese.
<b>Cimentação</b>	Precipitação (autigênese) de minerais nos poros.
<b>Compactação</b>	Processos causados por soterramento que geram redução do espaço poroso e do volume total dos sedimentos.  Mecânica: Fraturamento; rearranjo; esmagamento;  Química: dissolução por pressão nos contatos intergranulares.
<b>Descarboxilação</b>	Liberação de carboxilas (CO), seja na forma de CO <sub>2</sub> , gerados por ácidos orgânicos, ou pela matéria orgânica, resultante do aumento da temperatura.

<b>Desidratação</b>	Substituição de um mineral pré-existente por uma fase mineralógica similar.
<b>Recristalização</b>	Dissolução seguida de reprecipitação com mudança do tamanho cristalino, mantendo a mesma composição mineralógica.
<b>Substituição</b>	Precipitação de um mineral ocupando o local de outro pré-existente.

**Tabela 1** - Definição dos principais processos diagenéticos e seus respectivos termos (modificado de WORDEN & BURLEY, 2003)

As alterações diagenéticas ocorrem em três estágios: eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese. Inicialmente essa divisão foi sugerida por Choquette & Pray (1970) para a diagênese de rochas carbonáticas, todavia, é aplicável para sedimentos clásticos, pois os processos fundamentais vigoram em ambos (SCHMIDT & MCDONALD 1979).

A eodiagênese é caracterizada por processos que estão ocorrendo na superfície ou próximo a ela, em profundidades rasas na qual a geoquímica das águas intersticiais é controlada, principalmente, pelo ambiente deposicional, sob baixas pressões e temperaturas. De maneira geral, este regime tem sua química controlada por águas meteóricas, mas também pode ser promovido por águas marinhas ou lacustres alcalinas (WORDEN & BURLEY, 2003). As alterações diagenéticas são dependentes das águas intersticiais deposicionais, aonde muitas reações são promovidas por bactérias.

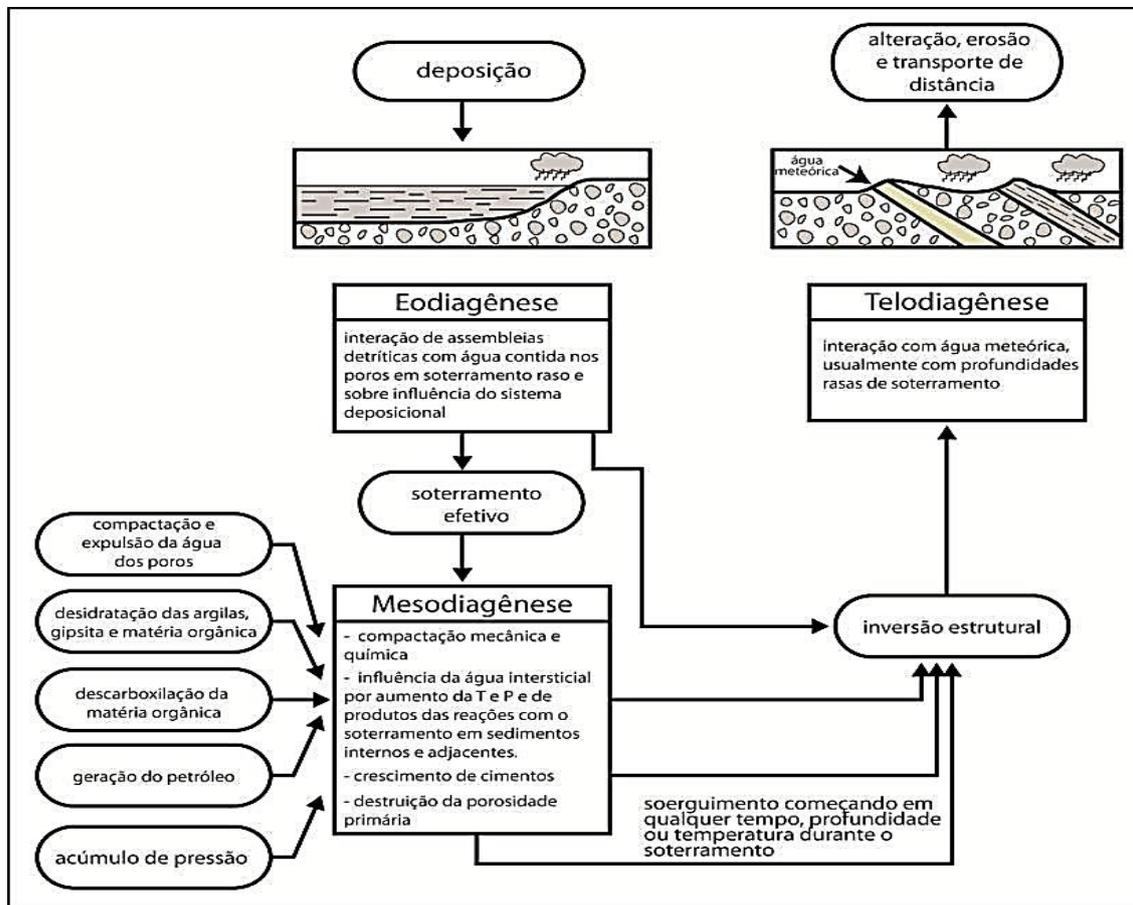
A mesodiagênese engloba processos que não estão mais sob influência de fluidos superficiais, mas por fluidos que foram modificados pelas reações com os minerais, e pelo aumento da pressão e da temperatura, durante o soterramento. Inúmeras reações físicas e químicas são iniciadas em resposta a mudanças no ambiente geoquímico. Alterações adicionais na pressão, temperatura e efeito da química das águas intersticiais, na mineralogia, provocam mudanças diagenéticas. Em resposta as mudanças na composição da pressão, temperatura e das águas intersticiais, muitas assembleias minerais, previamente estáveis em condições

eodiagenéticas, tornam-se instáveis e, portanto, reagem para produzir novos minerais autigênicos estáveis.

A taxa de reação aumenta durante o soterramento, seguindo os princípios cinéticos. Todavia, as condições de equilíbrio também mudam durante o soterramento. A diagênese é, portanto, um processo extremamente dinâmico. O limite entre a eodiagênese e a mesodiagênese pode ser muito difícil de ser estabelecido, pelo conceito inicial de Choquette & Pray (1970). Por isso, (MORAD; KETZER; DE ROS, 2000) propuseram que as modificações mesodiagenéticas em rochas siliciclásticas como sendo aquelas que ocorrem a profundidades maiores que 2 km e temperaturas superiores a 70°C.

A telodiagênese ocorre pelo soerguimento ou erosão, causando reexposição às condições superficiais de rochas que já estiveram em condições de soterramento efetivo. Este estágio também pode ser promovido por infiltração profunda de águas superficiais gerados por falhas e fraturas. Envolve a influência de águas meteóricas aonde podem ocorrer mudanças geoquímicas promovendo desestabilização dos minerais mesodiagenéticos e a formação de novos constituintes estáveis. Todos os processos e estágios diagenéticos estão sumarizados na Figura 4. De maneira geral os principais fatores de controle sobre a diagênese em rochas clásticas são: a geoquímica das águas intersticiais, os constituintes primários dos sedimentos, a composição dos componentes diagenéticos precoces, a temperatura, a pressão, o fluxo de fluidos e o tempo (DE ROS, 1996).

**Figura 4** - Diagrama demonstrando a relação entre os estágios diagenéticos



Fonte: (WORDEN & BURLEY 2003, traduzido e modificado por RODRIGUES 2012).

## 4. ESTADO DA ARTE: DIAGENÊSE DE ARGILOMINERAIS EM ROCHAS CLÁSTICAS

### 4.1 Argilominerais em Arenitos

Argilominerais diagenéticos, de maneira geral, formam-se no espaço intersticial, a partir da precipitação dos fluidos intersticiais e da alteração direta de

grãos detríticos, e através da transformação de argilominerais precursores detríticos ou autigênicos. A composição dos fluidos tem forte influência na formação e ocorrência destes argilominerais. Os fluidos que estão envolvidos na formação de caulinitas possuem uma composição caracteristicamente meteórica durante o estágio de eodiagênese, enquanto que fluidos alcalinos ou salinos estão diretamente envolvidos na formação de esmectitas, com a influência da distribuição de sedimentos detríticos adequados à alteração para estes argilominerais e da taxa de fluxo de fluidos (KETZER *et al.*, 2003; MCKINLEY *et al.*, 2003; WORDEN & MORAD, 2003). Durante o soterramento crescente, no estágio de mesodiagênese os argilominerais eodiagenéticos acabam tornando-se instáveis frente às novas condições físico-químicas, e são substituídos ou recobertos por fases mineralógicas mais estáveis, um exemplo característico desta reação é a substituição de esmectitas por illitas (MCKINLEY *et al.*, 2003; WORDEN & MORAD, 2003).

Os argilominerais eodiagenéticos mais comuns são: esmectitas dioctaédricas e trioctaédricas, caulinita, bertierina e glauconita. A distribuição dos argilominerais eodiagenéticos é fortemente relacionada com as fácies deposicionais e limites de sequência estratigráficos (KETZER *et al.*, 2003). Illita e clorita dominam entre os argilominerais mesodiagenéticos e geralmente se formam pela transformação dos argilominerais eodiagenéticos, utilizando sua estrutura, assim como pela substituição de feldspatos detríticos, fragmentos líticos e outros grãos. Os argilominerais geralmente são considerados prejudiciais para a qualidade do reservatório, porque eles podem preencher os poros intersticiais, e podem favorecer a compactação química. Todavia, cutículas ou franjas de clorita podem auxiliar na inibição dos crescimentos de quartzo (*overgrowths*) ajudando a preservar a porosidade dos reservatórios profundos (ANJOS *et al.*, 2003).

## 4.2 Esmectitas em arenitos

A ocorrência de esmectitas em arenitos pode ocorrer em função tanto da deposição quanto da diagênese (MCKINLEY; WORDEN; RUFFELL, 2002). Esmectitas intempéricas são geradas em regiões áridas ou rapidamente erodidas, de

alto relevo onde o intemperismo químico não atingiu um estágio avançado. Elas também ocorrem quando a drenagem é pobre, porque isso impede a remoção dos íons liberados pelo intemperismo e inibe a decomposição avançada. O intemperismo de granitos, e gnaisses costuma produzir esmectitas dioctaédricas como as montmorilonitas. A alteração intempérica de basaltos, rochas meta básicas e biotita-xistos costuma produzir esmectitas trioctaédricas como as saponitas.

Esmectitas intempéricas assim como outras argilas detríticas, geralmente não são depositadas simultaneamente com sedimentos arenosos não-marinhos ou marinhos, mas podem ser introduzidas nas areias por bioturbação, fluidização ou infiltração.

As esmectitas autigênicas podem desenvolver-se em arenitos pela alteração de fragmentos líticos, feldspatos e outros grãos, como também precipitados diretamente pelos fluidos intersticiais. Esmectitas em arenitos podem se transformar em ilitas, cloritas ou camadas mistas através da progressão da diagênese.

Com o soterramento crescente dos arenitos, o aumento da temperatura e a geoquímica das águas intersticiais tornam as esmectitas instáveis, levando à sua substituição por ilitas e cloritas (WORDEN & MORAD, 2003). Os controles sobre os diferentes processos de origem e evolução das esmectitas incluem a mineralogia primária, a geoquímica das águas e a permeabilidade dos arenitos, que controla a circulação de fluidos e movimentação de componentes iônicos (MCKINLEY, 2003).

### **4.3 Caulinitas em arenitos**

As caulinitas são formadas na eodiagênese tipicamente como agregados vermiculares e em *booklets* (WORDEN & MORAD, 2003). Estes argilominerais são normalmente formados sob condições climáticas úmidas, em sedimentos continentais pela ação de águas subterrâneas de baixo pH sobre materiais detríticos como feldspatos, micas, fragmentos de rochas, intraclastos lamosos, e minerais pesados. Durante a regressão forçada, e no trato de sistemas de nível baixo, grandes áreas de

sedimentos marinhos são expostas na plataforma continental, levando a uma ampliação da área de recarga meteórica e de formação de caulinita. A quantidade e o padrão de distribuição da caulinita são influenciados pela quantidade de silicatos detríticos instáveis, pela precipitação anual, condutividade hidráulica e taxa de fluxo de fluidos nos corpos arenosos. A dissolução de grãos na eodiagenese é mais efetiva em sedimentos permeáveis, como os depósitos arenosos de canal. As condições de clima úmido resultam na maior disponibilidade de águas meteóricas, portanto são capazes de promoverem mais extensa formação de caulinita eodiagenética. Caulinitas também podem ser geradas por águas meteóricas na telodiagenese, ou na mesodiagenese, pela atuação de ácidos carboxílicos e outros solventes.

#### **4.4 Diagênese dos arenitos do Membro Mucuri**

Estudos da diagênese dos arenitos do Membro Mucuri são escassos na literatura. O primeiro estudo merecedor de menção é o de (SILVA; ANJOS, 1996) que caracterizaram estes arenitos como arcósios líticos com intensa diagênese. Neste estudo, os autores observaram que os processos eodiagenéticos predominam sobre os processos mesodiagenéticos, e que as esmectitas e caulinitas constituem os argilominerais diagenéticos mais abundantes nesses arenitos. Posteriormente, Félix (2000) realizou um estudo integrado de diagênese e estratigrafia de sequências em quatro poços produtores na plataforma de São Mateus, observando que os constituintes diagenéticos mais abundantes são a calcita, anidrita, caulinita, dolomita, illita/esmectita, pirita e siderita. Carvalho *et al.*, (2014) caracterizaram o impacto da eodiagenese em reservatórios do Membro Mucuri, analisando quatro poços produtores. De acordo com eles, os principais produtos e processos diagenéticos nestes arenitos foram: a) esmectitas e interestratificados clorita-esmectita como cutículas, franjas e outros hábitos; b) caulinita em agregados vermiculares e microcristalinos; c) calcita macrocristalina cimentando e substituindo os grãos; d) pirita corrosiva ocupando poros e substituindo os grãos; e, e) compactação mecânica alterando a permeabilidade e porosidade destes arenitos, evidenciada pelo fraturamento de grãos de quartzo e feldspato e deformação de micas.

## **5. METODOLOGIA**

### **5.1 Revisão bibliográfica**

Durante este trabalho, foi realizado um levantamento bibliográfico de artigos, relatórios e dados pertinentes à Bacia do Espírito Santo, em particular sobre os arenitos do Membro Mucuri, assim como também sobre os processos diagenéticos preliminarmente identificados, referente a controles sobre a composição primária, padrões diagenéticos e porosidade em sequências clásticas.

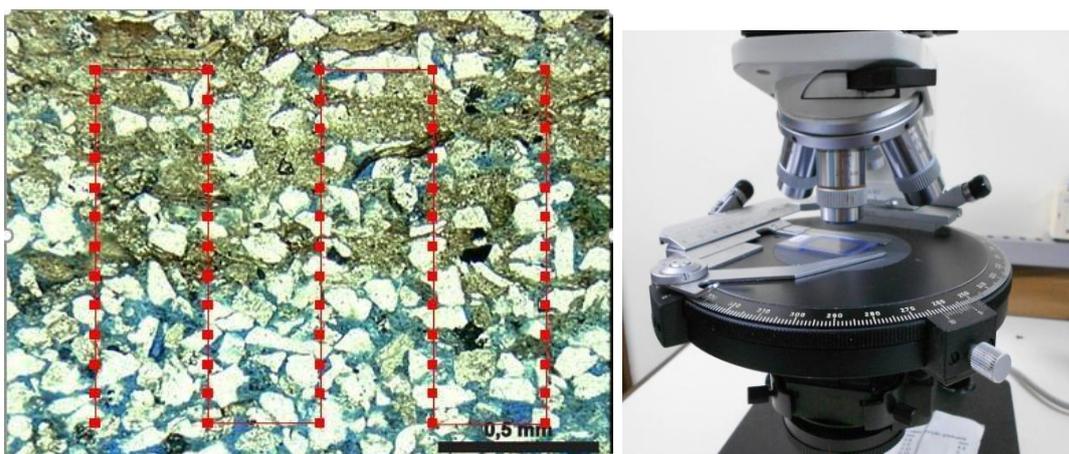
### **5.2 Descrição de testemunhos**

Os testemunhos de quatro poços (1CP-0001-ES, 4COG-0003-ES, 2NST-0002-ES, 3RPS-0002-ES), foram descritos na escala 1:50 em relação aos aspectos de litologia, cor, estruturas, espessura, arredondamento, geometria, textura, granulometria, composição, processos diagenéticos, bioturbação, e outras características secundárias com auxílio de petrografia óptica realizados no Laboratório de Sedimentologia e Estratigrafia da Unidade Operacional do Espírito Santo da Petrobras (UO-ES), localizado na cidade de São Mateus, pela equipe do projeto “Estudo Geológico Integrado da Formação Mucuri da Bacia do Espírito Santo”.

### **5.3 Petrografia Quantitativa**

A técnica da petrografia quantitativa utilizada neste estudo consiste numa descrição petrográfica sistemática de lâminas petrográficas, com uso de microscópios de luz polarizada juntamente com a utilização do software Petroledge® (DE ROS, *et al.*, 2007). Neste trabalho foram analisadas 49 lâminas utilizando esta metodologia. Esta técnica utiliza um método sistemático de caracterização dos principais aspectos texturais, teores, hábitos, localizações, distribuições e relações entre constituintes primários e diagenéticos, e os tipos de poros. Todas as amostras foram impregnadas com resina *epoxy*, com o objetivo de facilitar a preparação das lâminas e a observação da porosidade. Foi aplicado um tingimento com solução de alizarina e ferrocianeto de potássio a fim de diferenciar os carbonatos (TUCKER, 1988). “A quantificação das amostras foi realizada através de análise modal, realizada pela contagem de 300 pontos por lâmina, dispostos em transversas dispostas perpendicularmente à laminação ou orientação dos grãos (Fig. 5). A contagem de pontos foi feita com o uso de *charriot* acoplado ao microscópio com botões de passo de acordo com a granulometria das amostras, para evitar a quantificação do mesmo constituinte mais de uma vez” (DE ROS, *et al.*, 2007).

**Figura 5** - Quantificação perpendicular à estrutura principal (esquerda) e o microscópio utilizado óptico Leitz Laborlux 12 POL S com *charriot* acoplado (direita).



A descrição utilizando o *software* Petroledge® segue uma padronização com nomenclatura normatizada, pela identificação inicialmente da amostra com relação à

sua localização (poço, profundidade, unidade, bacia, estado, país) e um pequeno sumário das principais informações encontradas na lâmina. Após esta etapa são informados as principais feições estruturais, granulometria, arredondamento, esfericidade e seleção assim como a orientação, sustentação e empacotamento da fábrica. Todos os constituintes primários, diagenéticos e tipos de poros foram descritos e quantificados com relação a seus tipos, hábitos, localização e relações paragenéticas (Fig. 6).

**Figura 6** - Janela do Software Petroledge®, demonstrando como são inseridos os constituintes primários (em verde) e diagenéticos (em amarelo) e porosidade (azul).

Composição - Descrição: MAS-8 2969.1

Conteúdo da Célula: 1.11 Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico -

Controle da Platina: Iniciar, Trilha, Avançar, Controlador

Pontos: 300 de 300  
Quantidade Percentual: 100.00 %

Nº	Identificação do Constituinte	Pontos	%	Quantidade Nominal	Observação
6	Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico - Macado	5	1.67		
7	Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico - Não macado	6	2.00		
8	Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico - Alterado	2	0.67		Originalmente com sercita, albita e epidoto.
9	Plagioclásio detritico - Em fragmento de rocha plutônica - Macado	2	0.67		
10	Plagioclásio detritico - Em fragmento de rocha plutônica - Não macado	1	0.33		
11	Ortoclásio detritico - Como grão monomineralico -	1	0.33		
12	Fragmento de rocha vulcânica com textura africa - Como fragmento de rocha vulcânica -	1	0.33		
13	Fragmento carbonoso - Como constituinte intrabacal -	2	0.67		
14	Fragmento de xisto - Como fragmento de rocha metamórfica -	2	0.67		
15	Fragmento de meta-arenito - Como fragmento de rocha metamórfica -	1	0.33		
16	Muscovita - Como grão monomineralico -	2	0.67		
17	Granada - Como grão monomineralico -	1	0.33		
18	Turmalina - Como grão monomineralico -	1	0.33		
19	Albita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Microclino detritico - Como grão monomineralico	7	2.33		
20	Albita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico	29	9.67		
21	Albita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclásio detritico - Em fragmento de rocha plutônica	3	1.00		
22	Albita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Ortoclásio detritico - Como grão monomineralico	9	3.00		
23	Albita - Primário - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico	8	2.67		
24	Albita - Crescimento - Intergranular cobertura de grão descontinua - - Crescimento externo sobre <Constituinte primário> - Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico	1	0.33		
25	Albita - Crescimento interno - Preenchendo fratura em grão - - Em <Constituinte primário> - Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico	3	1.00		
26	Argila diagenética indiferenciada - Cutícula - Intergranular cobertura de grão descontinua - - Cobrindo <Constituinte primário> - Constituinte primário indiferenciado -	1	0.33		
27	Orlita - Cutícula - Intergranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte diagenético> - Argila diagenética indiferenciada - Intergranular cobertura de grão descontinua	27	9.00		
28	Orlita - Cutícula - Intergranular cobertura de grão descontinua - - Cobrindo <Constituinte diagenético> - Quartzo - Intergranular cobertura de grão descontinua	2	0.67		
29	Orlita - Franja - Intergranular preenchendo poro - - Cobrindo <Constituinte diagenético> - Orlita - Intergranular cobertura de grão descontinua	8	2.67		
30	Orlita - Lamela - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Biotita - Como grão monomineralico	3	1.00		
31	Orlita - Lamela - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Muscovita - Como grão monomineralico	1	0.33		
32	Caulinita - Luvíneo - Intergranular preenchendo poro - - Cobrindo <Constituinte diagenético> - Orlita - Intergranular cobertura de grão descontinua	2	0.67		
33	Vermiculita - Lamela - Intragranular deslicante - - Expandindo <Constituinte primário> - Biotita - Como grão monomineralico	10	3.33		
34	Vermiculita - Lamela - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Biotita - Como grão monomineralico	5	1.67		
35	Calcita - Macrocristalina - Intergranular preenchendo poro - - Em <poro> - Poro intergranular - Intersticial	1	0.33		
36	Calcita - Macrocristalina - Intergranular substitutivo - - Cobrindo <Constituinte diagenético> - Orlita - Intergranular cobertura de grão descontinua	1	0.33		
37	Calcita - Macrocristalina - Intergranular substitutivo - - Cobrindo <Constituinte diagenético> - Quartzo - Intergranular cobertura de grão descontinua	1	0.33		
38	Calcita - Macrocristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Plagioclásio detritico - Como grão monomineralico	1	0.33		
39	Calcita - Macrocristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Microclino detritico - Como grão monomineralico	1	0.33		
40	Mineral de titânio diagenético - Criocristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Mineral pasado indiferenciado - Como grão monomineralico	2	0.67		
41	Mineral de titânio diagenético - Microcristalina - Intragranular discreto - - Engolfado por <Constituinte diagenético> - Quartzo - Intergranular cobertura de grão descontinua	1	0.33		
42	Mineral de titânio diagenético - Microcristalina - Intragranular discreto - - Em <poro> - Poro intergranular - Intersticial	2	0.67		
43	Pirita - Microcristalina - Intragranular substitutivo - - Substituindo <Constituinte primário> - Constituinte primário indiferenciado -	1	0.33		
44	Pirita - Microcristalina - Intragranular deslicante - - Expandindo <Constituinte primário> - Biotita - Como grão monomineralico	1	0.33		
45	Quartzo - Crescimento - Intergranular cobertura de grão descontinua - - Crescimento externo sobre <Constituinte primário> - Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico	12	4.00		
46	Quartzo - Crescimento - Intergranular cobertura de grão descontinua - - Cobrindo <Constituinte diagenético> - Orlita - Intergranular cobertura de grão descontinua	2	0.67		
47	Quartzo - Crescimento interno - Preenchendo fratura em grão - - Em <Constituinte primário> - Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico	5	1.67		
48	Quartzo - Crescimento interno - Preenchendo fratura em grão - - Em <Constituinte primário> - Quartzo detritico monocristalino - Em fragmento de rocha plutônica	1	0.33		
49	Quartzo - Projeção prismática - Intergranular cobertura de grão descontinua - - Crescimento externo sobre <Constituinte primário> - Quartzo detritico monocristalino - Como grão monomineralico	1	0.33		
50	Poros intergranular - Intersticial - Reduzido por compactação - Primária - -	2	0.67		

Clique na coluna Identificação do Constituinte para adicionar uma nova descrição.

Galehouse (1971) enfatiza que a contagem de 300 pontos por lâmina leva em conta a relação entre o número de pontos e a probabilidade de erro percentual, menos de 300 pontos apresentaria uma margem de erro muito relevante estatisticamente, o que demonstra uma menor confiança na técnica, todavia acima de 300 pontos diminui limitadamente a margem de erro em relação ao aumento do tempo utilizado na quantificação.

O método de quantificação dos constituintes primários, diagenéticos e de porosidade é realizado através da metodologia Gazzi-Dickinson (ZUFFA, 1985). Nesta metodologia cristais ou grãos constituintes de fragmentos de rocha que possuem tamanho maior que o limite da fração silte (0,0625 mm) são registrados quanto ao constituinte mineralógico e quanto ao tipo de fragmento no qual se encontram (ZUFFA, 1984). São quantificados diretamente como litoclastos apenas fragmentos com textura fina como filitos, ardósias, xistos, lutitos, vulcânicas afaníticas, etc. O resultado desta técnica de quantificação permite salientar a composição das rochas-fonte independentemente da granulometria.

#### **5.4 Fotomicrografia**

Neste trabalho foi utilizado o microscópio Zeiss AXIO Imager A2 com câmera Zeiss AXIO Cam para efetuar o registro fotomicrográfico de todas as principais feições texturais, composicionais, diagenéticas e de porosidade de cada lâmina, demonstrando todos os constituintes e suas relações. Todas as fotomicrografias foram obtidas utilizando o software ZEN™ 2011 da própria Zeiss, já com escalas adequadas para cada lente utilizada no microscópio. O registro foi feito para cada uma das lâminas analisadas, obtendo-se no fim, um banco ilustrativo completo do material estudado.

## 5.5 Difractometria de Raios X

A identificação mineralógica dos argilominerais foi realizada por Difractometria de Raios X. Neste trabalho, tanto a preparação das amostras como a obtenção dos difratogramas foram realizados no Laboratório de Difractometria de Raios X do Instituto de Geociências (UFRGS). Para as análises foi utilizado um difratômetro modelo D5000, da marca *Siemens Kristalloflex*. Esta técnica é baseada na difração de raios X pelos retículos cristalinos dos minerais. O fenômeno da difração em substâncias cristalinas é baseado no fato de que os comprimentos de onda dos raios X são assimilares às distâncias que separam os átomos em suas redes cristalinas. A difração segue a Lei de *Bragg* ( $n\lambda = 2d \cdot \sin\Theta$ ). O feixe de raios X é gerado por uma fonte com ânodo de cobre, passando pelo colimador e incidindo na amostra, a qual está acoplada em um suporte. O feixe difratado passa por colimadores e incide neste detector. Depois desse processo assegura-se que os ângulos de incidência e o de reflexão podem ser relacionados às distâncias específicas dos retículos dos minerais.

A identificação de um mineral isolado é, na maioria dos casos, relativamente simples. Quando na forma de misturas, os minerais dominantes podem ainda ser identificados, mas essa tarefa é mais difícil. Observa-se que minerais pouco cristalinos e em pequenas quantidades (<5%) são difíceis de serem identificados.

### 5.5.1 Preparação das amostras

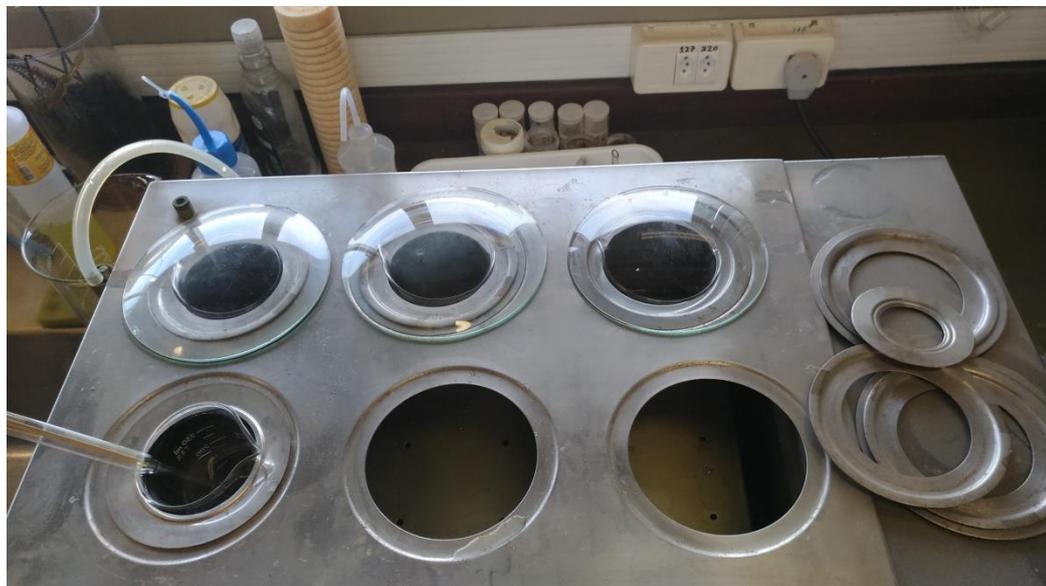
As amostras foram desagregadas com o auxílio de um graal e pistilo de ágata. Amostras que apresentaram sinais de óleo, substância que pode influenciar nos resultados e na separação da fração, foram tratadas com hexano, composto orgânico que dissolve o óleo presente. O procedimento envolveu sucessivos banhos da amostra com o composto, até que não apresentou mais alteração na cor do hexano, indicando que o óleo foi totalmente removido (Fig. 7). As amostras em que foi

identificado carbonato foram tratadas com uma solução tampão de ácido acético e acetato de sódio a pH 5, com o objetivo de eliminar estes minerais que podem influenciar na separação de fração. Foram realizados sucessivos banhos com a solução a 70°C, até que a amostra não apresentou mais reação. Após os tratamentos as amostras foram postas em orbitador por 24 horas e no ultrassom (pulsos de 3 segundos intervalados por 1 segundo, por 3 minutos de ultrassom) com o objetivo de desagregar e liberar os argilominerais (Fig.8). A separação da fração menor que 20µm por decantação, com tempo de duração calculado através da lei de Stokes.

**Figura 7** - O procedimento para remoção do óleo foi realizado até que o hexano, em contato com a amostra, se manteve incolor



**Figura 8** - Amostras em solução tampão de ácido acético e acetato de sódio com pH 5, em banho a 70°C, para remoção de carbonatos



## 5.6 Microscopia Eletrônica de Varredura

A Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) realizada neste trabalho foi necessária para observar os principais hábitos, relações paragenéticas, variações composicionais e outras informações que não são possíveis de serem obtidas pela microscopia óptica convencional. Esta metodologia é de fundamental importância para o detalhamento de constituintes diagenéticos, devido à sua alta magnificação, que permite visualizar partículas com tamanhos de 20 a 50 angstroms (Å).

As análises realizadas neste trabalho foram executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul em microscópio eletrônico da marca JEOL, modelo JSM-6610LV com EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) Bruker acoplado. A amostra, para ser analisada no MEV, precisa ser coberta por material condutivo como ouro, paládio, carbono ou outro elemento condutor. Depois de materializada, a amostra é então colocada numa câmara de alto ou baixo vácuo para realizar a análise. “O MEV utiliza um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra, o sinal é transmitido do detector a

uma tela catódica cuja varredura está sincronizada com aquela do feixe incidente. A interação do feixe incidente com a superfície da amostra resulta no sinal da imagem. O instrumento utiliza como fonte de elétrons um filamento de tungstênio (W) aquecido, que opera numa faixa de tensões de 1 a 50 kV. O feixe é acelerado pela alta tensão criada entre o filamento e o ânodo. A interação do feixe com a amostra produz elétrons e fótons, que são coletadas por detectores e posteriormente convertidos em um sinal de vídeo. As amostras podem emitir diversos sinais. Os mais utilizados para obtenção da imagem são originários dos elétrons secundários (“*secondary electrons*”, SE) ou dos elétrons retroespalhados (“*backscattered*”, BSE). (DEDAVID; GOMES; MACHADO, 2007 p.12).

“Os elétrons secundários resultam da interação do feixe eletrônico com a amostra. Elétrons de baixa energia são capazes de formar imagens de alta resolução. O contraste na imagem é gerado sobretudo pelo relevo da amostra, que é o principal modo de formação de imagem no microscópio eletrônico. Os elétrons retroespalhados (*backscattered*, BSE) possuem energia variando entre 50eV até o valor da energia do elétron primário” (DEDAVID; GOMES; MACHADO, 2007 p.12). A utilização conjunta entre a espectrometria da energia dispersada (EDS) e o MEV é de fundamental importância na caracterização dos materiais estudados (DUARTE *et al.*, 2003). O MEV fornece de imagens nítidas e claras das amostras analisadas, enquanto o EDS realiza uma imediata identificação da composição química da amostra.

## 5.7 Integração de Dados

Esta etapa do trabalho consistiu na compilação dos dados sedimentológicos analisados pela equipe do projeto “Estudo Geológico Integrado da Formação Mucuri da Bacia do Espírito Santo”, integrados com os dados da petrografia quantitativa, MEV, e DRX, realizando um processamento gráfico e estatístico. Após esta etapa, a combinação integrada entre dos resultados analíticos com os dados deposicionais existentes permitiram a compreensão dos principais controladores deposicionais, de

textura e composição primária, bem como a distribuição dos principais processos diagenéticos e da porosidade nos depósitos analisados neste estudo.

## 6. RESULTADOS

### 6.1 Fácies Depositionais

Dezoito fácies deposicionais foram definidas na descrição dos testemunhos dos poços descritos pela equipe do projeto “Estudo Geológico Integrado da Formação Mucuri da Bacia do Espírito Santo”.

**Fácies Gh:** Conglomerado de grânulo a seixo, clasto suportado, com acamadamento incipiente

Interpretação: Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (*lags*).

**Fácies Gx:** Conglomerado de grânulo a seixo, clasto suportado com estratificação cruzada. Clastos subarredondados.

Interpretação: Preenchimento de *scour hollows* ou dunas cascalhosas 3D.

**Fácies Gm:** Conglomerado de seixo a bloco, clasto suportado, maciço. Clastos subarredondados. (Fig.9 A)

Interpretação: Rápida deposição de fluxo de sedimentos concentrados. Fluxo de detritos pseudoplástico.

**Fácies Sm:** Arenito grosso a muito grosso, moderadamente selecionado, maciço com abundantes grânulos e seixos. (Fig.9 B)

Interpretação: Rápida deposição de fluxos hiperconcentrados ou posteriormente modificados por fluidização

**Fácies Sx:** Arenito médio a muito grosso, pobremente selecionado, com gradação inversa, sets de 10 a 20 cm com estratificação cruzada indistinta. Grânulos a seixos de granito e quartzo na base dos sets ou paralelos a estratificação.

Interpretação: Dunas subaquosas (regime de fluxo inferior).

**Fácies SI:** Arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, com estratificação cruzada de baixo ângulo. Fragmentos carbonosos podem ocorrer paralelos a laminação. (Fig.9 F)

Interpretação: Preenchimento de suaves depressões, dunas atenuadas (transição entre regime de fluxo inferior para superior).

**Fácies Sh:** Arenito médio a grosso, pobre a moderadamente selecionado, com laminação horizontal.

Interpretação: Camadas planares depositadas originalmente em regime de fluxo superior.

**Facies Ssw:** Arenito fino a médio, moderadamente selecionado, com ângulo de mergulho das estratificações cruzadas baixo (normalmente  $<10^\circ$ ), com laminação ondulada truncada.

Interpretação: Estratificação cruzada *swalley* formada por alta energia, fluxo oscilatório. Possivelmente associada a eventos de tempestade.

**Fácies Sw:** Arenito fino a médio, bem selecionado, micáceo, com *wave ripples*. Estruturas de deformação são comuns.

Interpretação: *Ripples* de onda formada por fluxo oscilatório com baixa velocidade e diâmetro orbital.

**Fácies Swr:** Arenito fino a médio, bem selecionado, micáceo, com *wave ripples*, forma simétrica a fracamente assimétrica. Estruturas de deformação são comuns. (Fig.9 C)

Interpretação: *Ripples* de onda ou onda-corrente formadas por fluxo oscilatório ou fluxo combinado com baixo diâmetro e velocidade.

**Fácies Sr:** Arenito fino a médio com laminação cruzada de marcas onduladas. Sets cm ângulo de cavalgamento supercrítico a subcrítico.

Interpretação: *Ripples* subaquosas 2D ou 3D (regime de fluxo inferior).

**Fácies Hwl:** Depósitos em camadas heterolíticas caracterizados pela intercalação de arenito muito fino a fino com laminação ondulada (1 a 3 cm de espessura) e pelitos laminados ( $<1$  cm de espessura). Frequentemente bioturbado. (Fig.9 D)

Interpretação: Alternância entre tração gerada por fluxo oscilatório (*wavy ripples*) e processos de suspensão.

**Fácies Hrl:** Depósitos em camadas heterolíticas, caracterizados pela intercalação de arenitos muito finos a finos (0,5 a 1 cm de espessura), definindo camadas de *linsen*, *wavy* e *flaser*. Camadas de arenito maciço ou com laminação ondulada.

Interpretação: Alternância entre tração gerada por correntes e processos de suspensão.

**Fácies FI:** Lamito a arenito muito fino, micáceo, com laminação plano-paralela definida pela orientação das micas. Fragmentos carbonosos são comuns. (Fig.9 E)

Interpretação: Depósitos formados por decantação.

**Fácies Fm:** Lamito a arenito muito fino, maciço.

Interpretação: Depósitos por decantação, exposição subaérea, solos incipientes. Falta de laminação provavelmente relacionada a floculação de argilas em suspensão.

**Fácies Fc:** Pelitos com laminação corrugada e *tepees*, associado a níveis centimétricos de evaporitos.

Interpretação: Decantação de sedimentos finos. Laminação corrugada gerada pela atividade de microbiais. Evaporitos indicando exposição subaérea.

**Fácies EI (AN):** Evaporito com lâminas milimétricas de anidrita fibrosa entre camadas de pelitos (FI e Fc).

Interpretação: Precipitação subaquosa a partir de salmoura gerada devido a evaporação solar (WARREN, 2006; 2010); dissolução e recristalização de camadas de gipso e anidrita (WARREN, 2006).

**Fácies En (AN):** Evaporito nodular, anidrita nodular deslocando a laminação dos pelitos (FI e Fc).

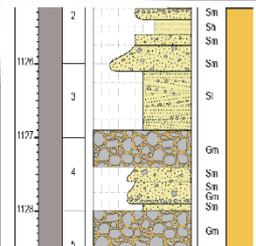
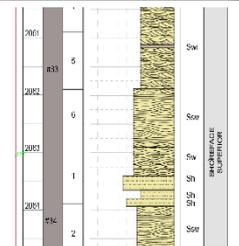
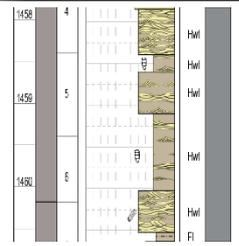
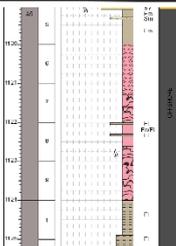
Interpretação: Precipitação nos poros intrasedimentos a partir de fluidos concentrados na zona freática capilar e superior; dissolução e recristalização de formas de gipso ou anidrita (WARREN, 2006).

**Figura 9** - Fácies deposicionais individualizadas nos poços trabalhados: (A) Fácies Gm - Conglomerado arenoso clasto suportado. (B) Fácies Sm - Arenito grosso a muito grosso laminado. (C) Fácies Swr - Arenito fino a médio micáceo com wave ripples. (D) Fácies Hwl - Heterolito laminado intercalando pelito muito fino e areia muito fina. (E) Fácies Fl - Arenito muito fino micáceo com laminação plano-paralela. (F) Fácies Sl - Arenito fino a médio com estratificação cruzada de baixo ângulo



## 6.2 Associações de Fácies

A identificação de 18 litofácies descritas no estudo dos testemunhos pela equipe do projeto, tornou possível o estabelecimento de quatro associações de fácies: Canal Fluvial, *Shoreface Superior*, *Shoreface Inferior*, *Offshore*. As associações de fácies juntamente com a sua interpretação estão resumidas na Tabela 2.

Associação de Fácies	Canal Fluvial	Shoreface Superior	Shoreface Inferior	Offshore
<b>Fácies</b>	Gm, Gx, Sh, Sl, Sx, Sm	Sw, Sr, Swr, Ssw, Sh	Fl, Hwl, Hrl	Sm, Fm, Fl, Fc, El, En
<b>Observação</b>	Ciclos granodrecrescentes variando com 3 a 8 metros de espessura	De 3 a 15 metros com deformação dúctil sem lama	De 1 a 3 metros com estrutura de deformação dúctil	Espessura de 1 a 6 metros de pelitos laminados cinzas escuros podendo apresentar estrutura maciça. Anidrita formando nódulos
<b>Seção Colunar</b>				

**Tabela 2** - Interpretação das associações de fácies a partir das descrições dos testemunhos realizados pela equipe do Projeto Mucuri

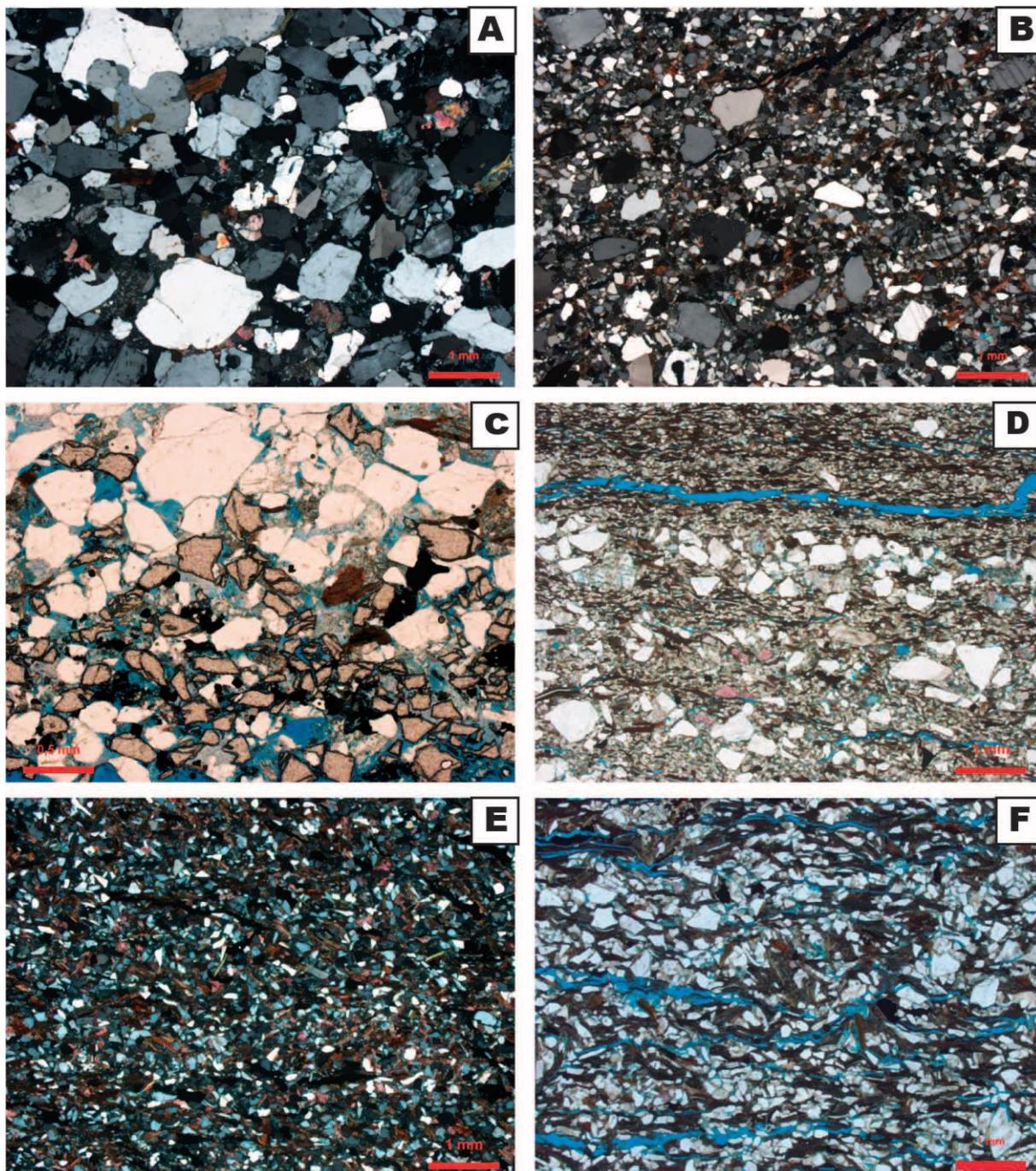
### 6.3 Petrologia dos Arenitos

Neste trabalho foram analisadas 49 lâminas provenientes de quatro poços (1CP-0001-ES, 4COG-0003-ES, 2NST-0002-ES, 3RPS-0002-ES) testemunhados no Membro Mucuri, amostradas no Laboratório de Sedimentologia e Estratigrafia da Unidade Operacional do Espírito Santo da Petrobras (UO-ES), localizado na cidade de São Mateus. As descrições petrográficas quantitativas das lâminas encontram-se como anexo, juntamente com as fotomicrografias das principais feições texturais e composicionais analisadas em cada lâmina. Abaixo encontra-se uma descrição resumida dos principais resultados petrográficos obtidos.

### 6.4 Estrutura, Textura e Composição Primária

A granulometria das amostras é extremamente heterogênea variando entre arenitos finos a conglomerados arenosos (Fig. 10 A), mal selecionados predominando arenitos médios (Fig. 10 B). As amostras apresentam estruturas maciças, porém algumas apresentam laminação irregular ou paralela, definida por níveis de concentração de biotita ou localmente por minerais pesados, havendo predomínio de granada (Fig. 10 C). O grau de seleção varia de bem selecionado a muito mal selecionado, com predomínio de uma seleção moderada. O empacotamento dos arenitos é bastante variável e, de maneira geral, mais frouxo nos arenitos grossos e mais apertado nos arenitos finos, micáceos, mas diversos arenitos grossos mostram intensa compactação pela combinação de fraturamento e dissolução por pressão. Os arenitos grossos, conglomeráticos correspondem às fácies deposicionais de canais fluviais, enquanto que os arenitos finos (Fig.10 D) e os finos extremamente micáceos (Fig.10 E) correspondem ao *shoreface* superior e inferior em uma plataforma rasa retrabalhada por ondas. Estruturas deformacionais como fluidização (Fig. 10 F) e bioturbação são bastante comuns nos arenitos analisados, e salientam a distribuição heterogênea da porosidade e da diagênese nestas rochas

**Figura 10** - Fotomicrografias das texturas dos arenitos siliciclásticos analisados. A) Conglomerado arenoso maciço, mal selecionado, rico em fragmentos plutônicos (polarizadores cruzados; XP). B) Arenito médio conglomerático maciço, mal selecionado (XP). C) Laminação paralela definida pela concentração de granadas (polarizadores descruzados; //P). D) Arenito fino conglomerático, moderadamente selecionado com laminação orientada por níveis micáceos (//P). E) Arenito fino, moderadamente selecionado, micáceo, rico em biotita (XP). F) Arenito médio, moderadamente selecionado, micáceo com fluidização marcado pela deformação das biotitas.

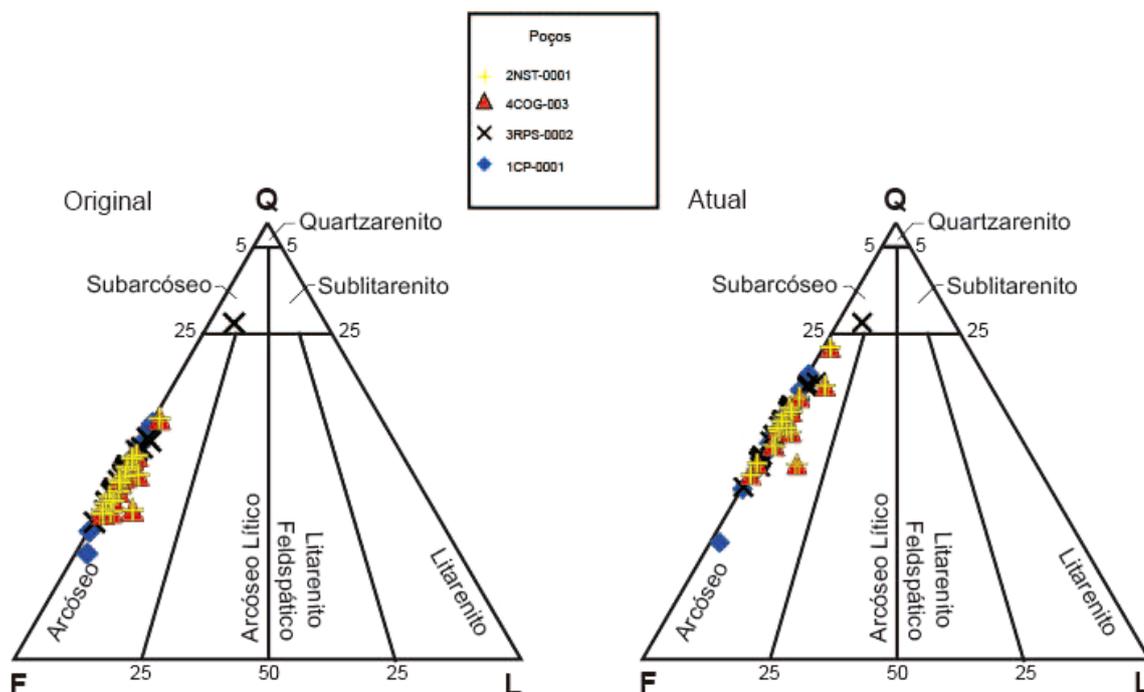


A composição detrítica essencial original predominante nos arenitos e conglomerados analisados é fortemente feldspática com as amostras mais grossas apresentando grande teor de fragmentos plutônicos (Fig. 12 A). Esta composição essencial corresponde a arcósios *sensu* Folk (1968; Fig. 11). Os arenitos finos são normalmente micáceos, alguns extremamente ricos em biotita, e localmente também em fragmentos carbonosos e intraclastos argilosos. A composição atual mostra um enriquecimento relativo em quartzo, devido à dissolução e/ou substituição dos grãos de feldspatos por caulinita ou esmectita durante a diagênese. A composição detrítica original feldspática é indicativo de uma proveniência de soerguimento de blocos de um embasamento plutônico (*sensu* DICKISON, 1985; Fig. 13). Os grãos de quartzo são predominantemente monocristalinos, e os feldspatos são predominantemente representados por microclínio (Fig. 12 B, Tabela 3). Fragmentos de rochas plutônicas (granito-gnáissicas) são muito comuns (Fig. 12 C; Tabela 3), mas não ocorre qualquer outro tipo de fragmento lítico com teores significativos. A forma predominantemente angulosa a subangulosa dos grãos (Fig. 12 D) é um indicativo de um intemperismo predominantemente físico, transporte rápido e deposição proximal aos terrenos-fonte, e o grande teor de feldspatos e biotita indica condições climáticas semi-áridas durante o intemperismo, transporte e deposição desses sedimentos. Outros constituintes acessórios extrabaciais além das micas incluem minerais detríticos pesados, especialmente granadas (Tabela 3), que ocorrem comumente concentrados em níveis (Fig. 12 E). Os constituintes micáceos ocorrem como lamelas monocristalinas, especialmente nos arenitos finos que possuem alta concentração de micas, sendo a biotita muito mais abundante do que a muscovita (Fig. 12 F; Tabela 3). As micas sofreram intensas alterações diagenéticas sendo muitas vezes substituídas e expandidas por caulinita, calcita, esmectita, dolomita, e gipsita e também deformadas pela compactação. Muitas micas são encontradas nos fragmentos plutônicos.

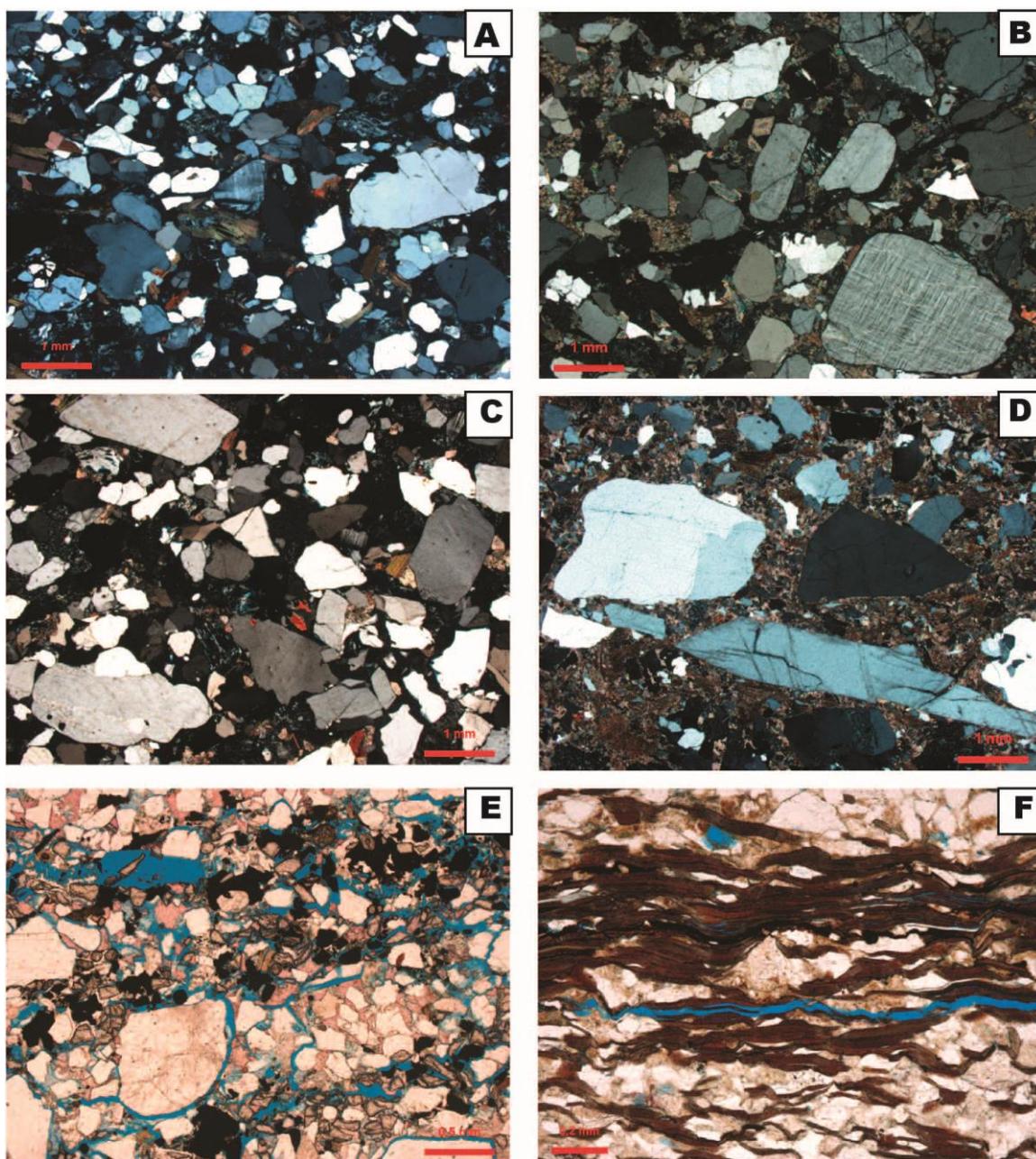
Constituintes Extrabaciais		Constituintes Intrabaciais	
Quartzo	máx 26,67% média 19,20%	Fragmentos carbonosos	máx 6% média < 1%
Feldspatos	máx 12,5 % média 7,4%	Intraclastos lamosos	máx 2% média < 1%
Fragmentos Plutônicos	máx 14,33% média 5,14%	Pelóides argilosos	máx e média < 1%
Biotita	máx 25,67% média 8,6%		
Muscovita	máx 1,67% média < 1%		
Granada	máx 5,67% média 1,55%		

**Tabela 3:** Resumo da quantificação petrográfica dos principais constituintes primários identificados nos arenitos e conglomerados analisados

**Figura 11 -** Composição detrítica original e atual dos arenitos analisados, plotada no diagrama de Folk (1968)

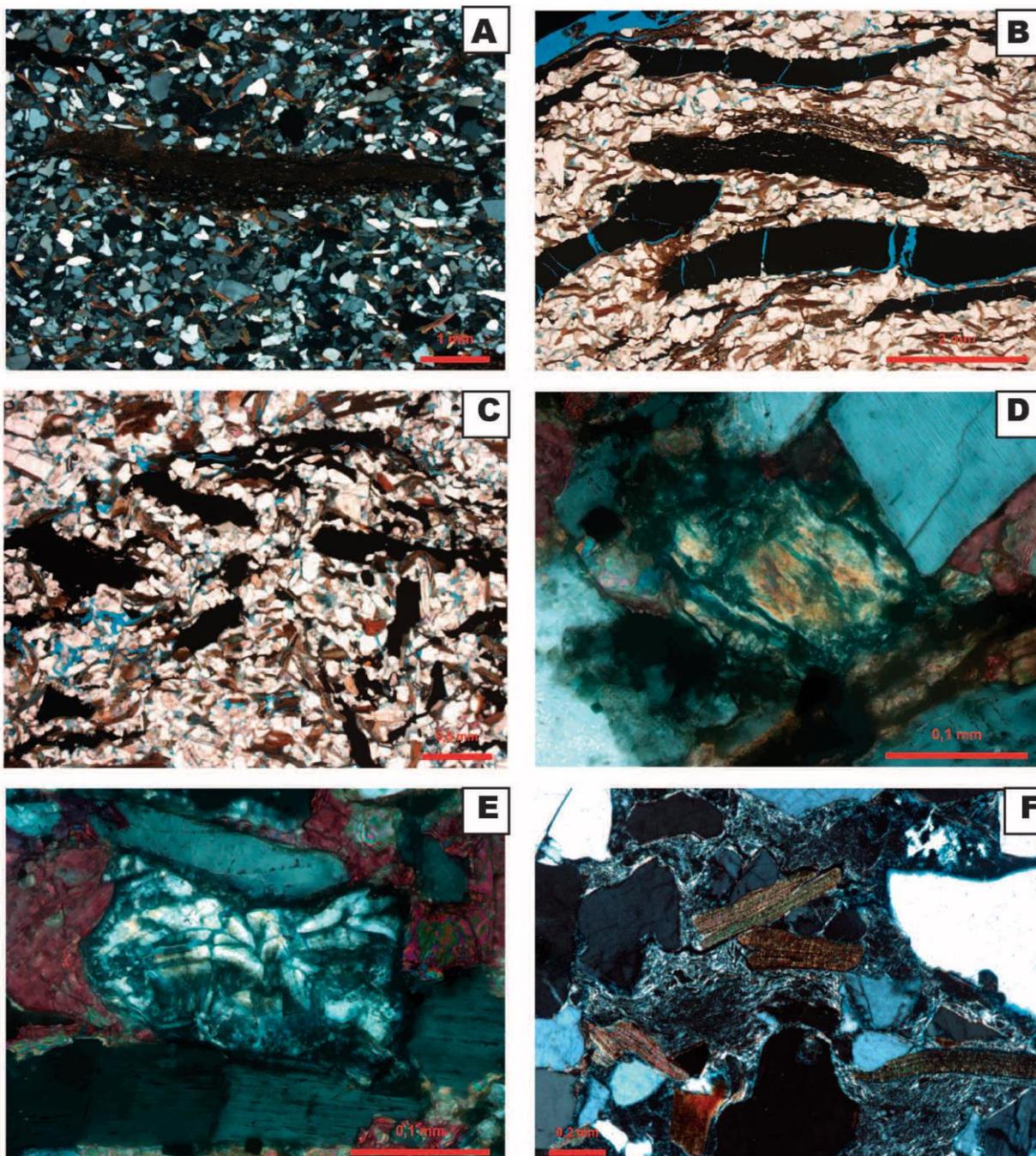


**Figura 12** - Fotomicrografias dos principais constituintes primários extrabaciais. A) Arenito grosso conglomerático rico em fragmentos plutônicos e feldspatos (XP) B) Grãos subangulosos a subarredondados de quartzo e feldspato (polarizadores cruzados; XP). C) Fragmentos plutônicos granito-gnáissicos ricos em feldspatos e quartzo (XP). D) Arenito grosso rico em grãos subangulosos de feldspato e quartzo. E) Níveis de concentração de minerais pesados ricos em granada (polarizadores descruzados; //P). F) Níveis de concentração micácea ricos em biotita (//P).





**Figura 14** - Fotomicrografias dos principais constituintes primários intrabaciais. A) Grande intraclasto lamoso (XP). B) Fragmentos carbonosos com textura celular (polarizadores descruzados; //P). C) Fragmentos carbonosos em níveis de concentração de biotita (//P). E) Intraclasto de solo com textura argilosa complexa (XP). D) Intraclasto de solo contraído XP). F) Intraclastos lamosos e pseudomatriz derivados da sua compactação (polarizadores cruzados; XP).

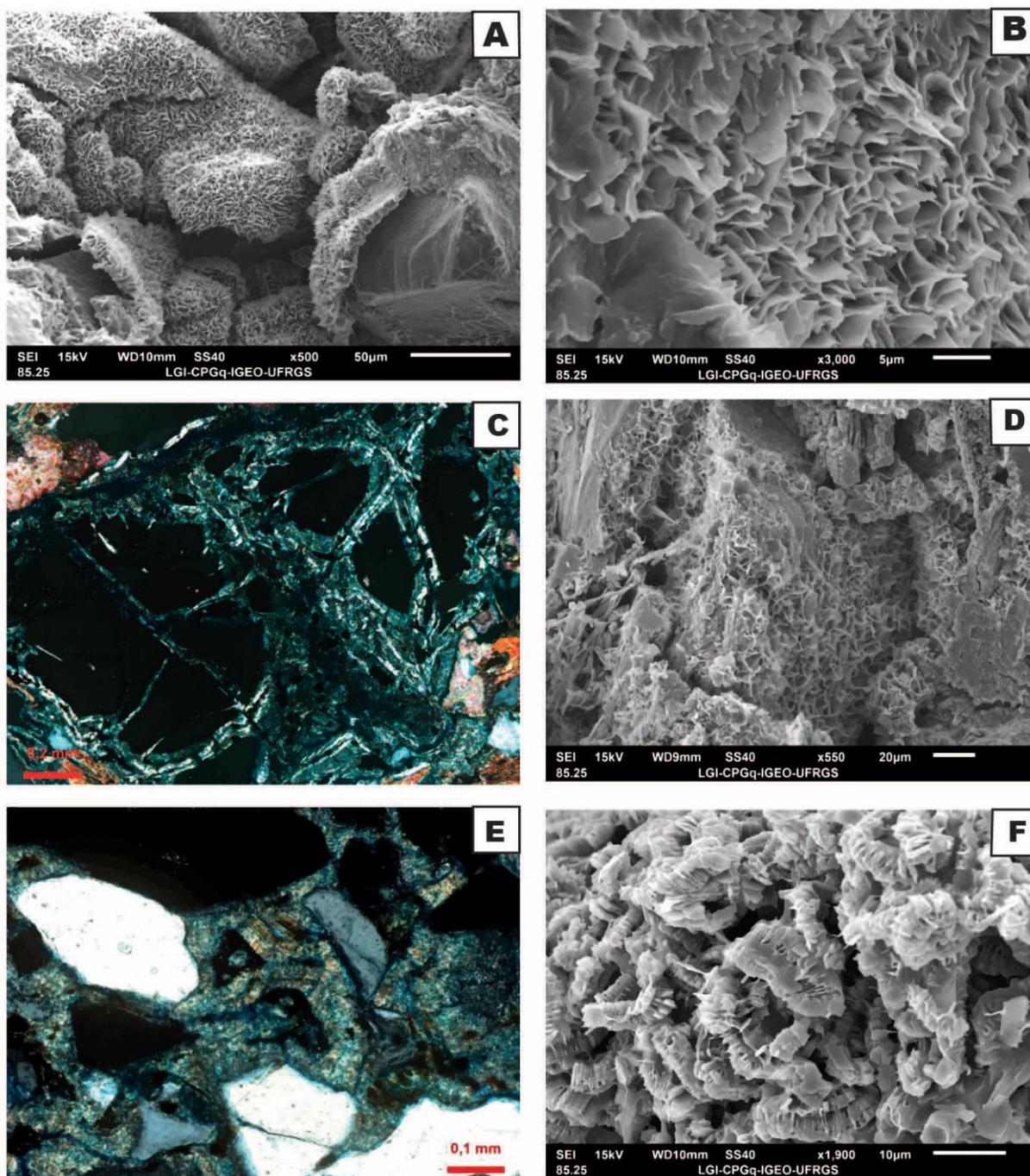


## 6.5 Diagênese dos Arenitos e Conglomerados

As amostras estudadas sofreram intensos e heterogêneos processos diagenéticos, destacando-se a autigênese de argilominerais esmectíticos, na forma de franjas recobrando os grãos, ou localmente os substituindo, com complexas combinações de agregados microcristalinos, e caulinitas preenchendo poros intergranulares, ou substituindo grãos em hábitos vermiculares e lamelares expandindo micas. Outros processos comuns incluem a cimentação e substituição de grãos por calcita e dolomita, substituição dos feldspatos detríticos por k-feldspato, compactação mecânica e química, dissolução de grãos, substituição de grãos por pirita, expansão de micas por gipsita, crescimentos internos de quartzo cicatrizando grãos fraturados, e a substituição de minerais pesados por minerais de titânio.

**Esmectita:** O principal constituinte diagenético identificado nas amostras estudadas é a esmectita, apresentando hábitos microcristalinos, rosetas, cutículas e franjas (Fig. 15 A, B; Tabela 4). Esmectitas microcristalinas ocorrem principalmente preenchendo porosidade intergranular e de fratura dentro de grãos dissolvidos (Fig. 15 C). As cutículas na maioria das vezes são muito finas e contínuas. As franjas normalmente são contínuas e cobrem as cutículas ou diretamente os grãos (Fig. 15 D; Tabela 4). A ocorrência de agregados complexos de esmectita, especialmente como franjas múltiplas (Fig. 15 E), preenchendo a porosidade intergranular é muito comum nas amostras observadas. Agregados mistos de franjas de esmectita sobre caulinita mostram a intercalação destes argilominerais (Fig. 15 F) e demonstram a intensa diagênese dos argilominerais observados nestas amostras

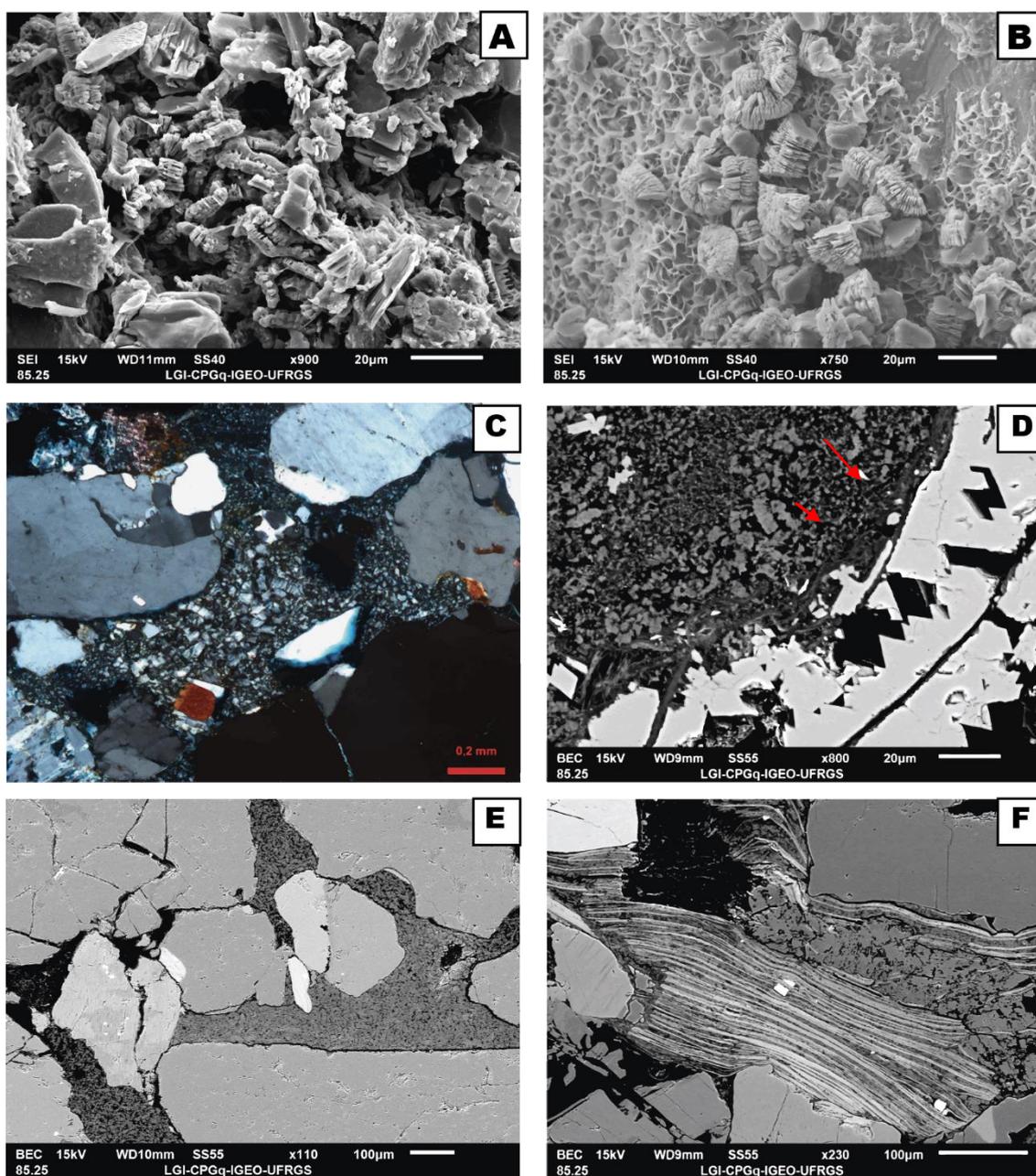
**Figura 15** - Imagens da esmectita e principais processos diagenéticos observados. A) Rosetas e franjas de esmectita cobrindo grãos (elétrons secundários – SE). B) Detalhe das franjas de esmectita (SE). C) Grão de granada substituído e com fraturas preenchidas por esmectita microcristalina. D) Franjas de esmectita substituindo e cobrindo grãos (SE) E) Franjas duplas e agregados complexos microcristalinos de esmectita preenchendo poros intergranulares e substituindo grão (polarizadores cruzados; XP). F) Formação de esmectita sobre *booklets* de caulinita (SE).



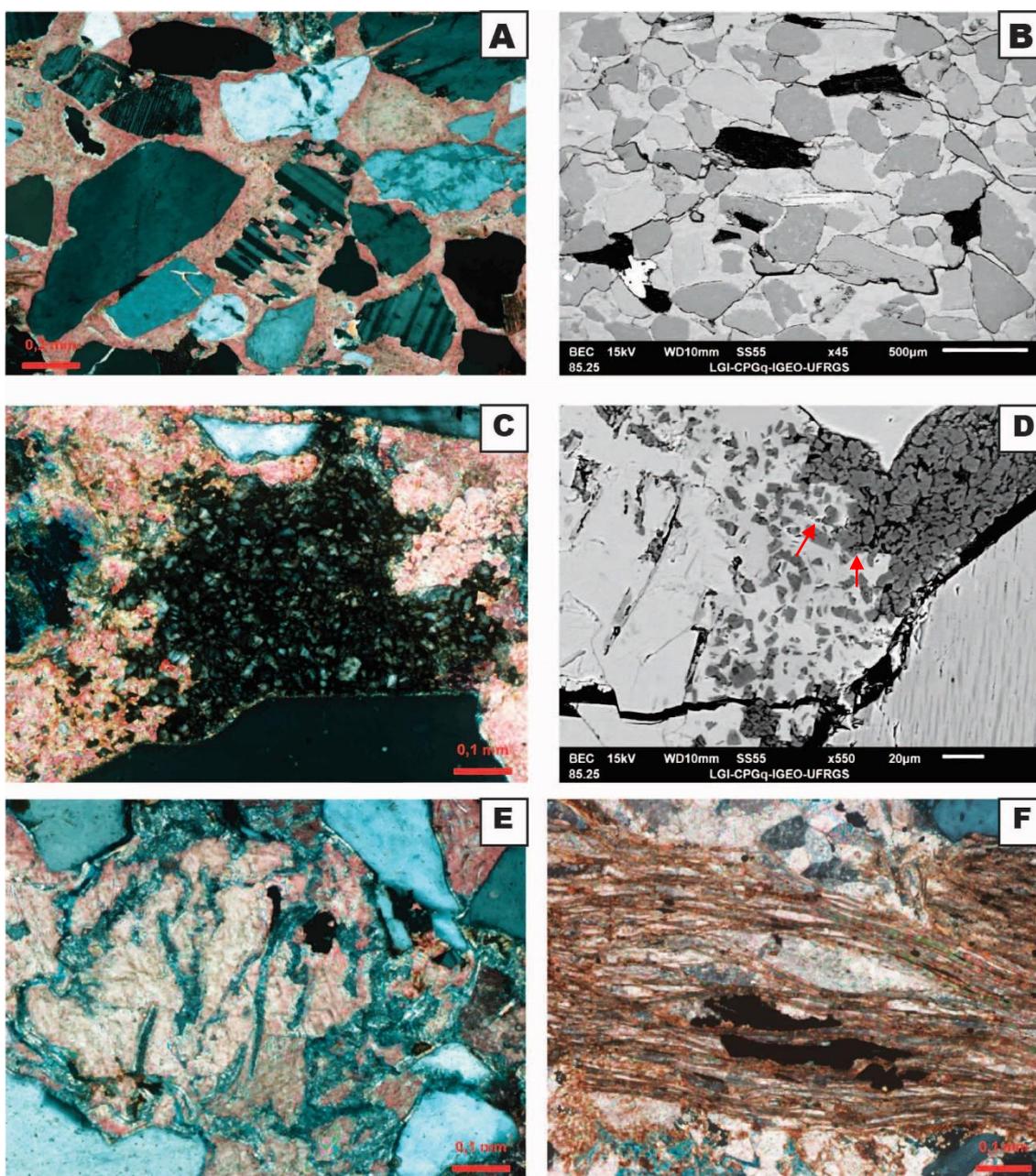
**Caulinita:** A caulinita é menos abundante do que a esmectita nos arenitos e conglomerados analisados (Tabela 4), ocorrendo em diversos hábitos, principalmente em *booklets* (Fig. 16 A), e formando agregados mistos sobre a esmectita (Fig. 16 B), substituindo grãos de feldspatos (Fig. 16 C, D) e preenchendo poros intergranulares (Fig. 16 E; Tabela 4), Também é muito comum a presença de caulinita em hábito lamelar, expandindo micas (Fig. 16 F).

**Calcita:** O processo diagenético de maior impacto após a autigênese dos argilominerais, foi a cimentação e a substituição de constituintes primários e diagenéticos por calcita, que em algumas amostras preencheu a porosidade intergranular antes de uma compactação significativa, além de substituir grãos de feldspato e quartzo (Fig. 17 A, B; Tabela 4). No entanto, a precipitação da calcita ocorreu após o fraturamento dos grãos, evidenciado por preenchimento de fratura nos grãos por calcita e após a autigênese de esmectita e de caulinita, que foram engolfadas e substituídos pela calcita (Fig. 17 C, D, E). A precipitação precoce de calcita em algumas amostras é evidenciada pela expansão de lamelas de biotita por calcita (Fig. 17 F)

**Figura 16** - Imagens da caulinita e processos diagenéticos observados. A) *Booklets* e agregados vermiculares de caulinita substituindo grãos (elétrons secundários – SE). B) *Booklets* de caulinita sobre franjas de esmectita (SE). C) Caulinita em livrinhos substituindo grãos e preenchendo porosidade intergranular. D) Caulinita substituindo feldspato circundado por cutículas de esmectita (seta vermelha), e por crescimentos de K-feldspato – (elétrons retroespalhados – BSE). E) Caulinita preenchendo poros intergranulares. F) Caulinita expandindo muscovita (BSE).

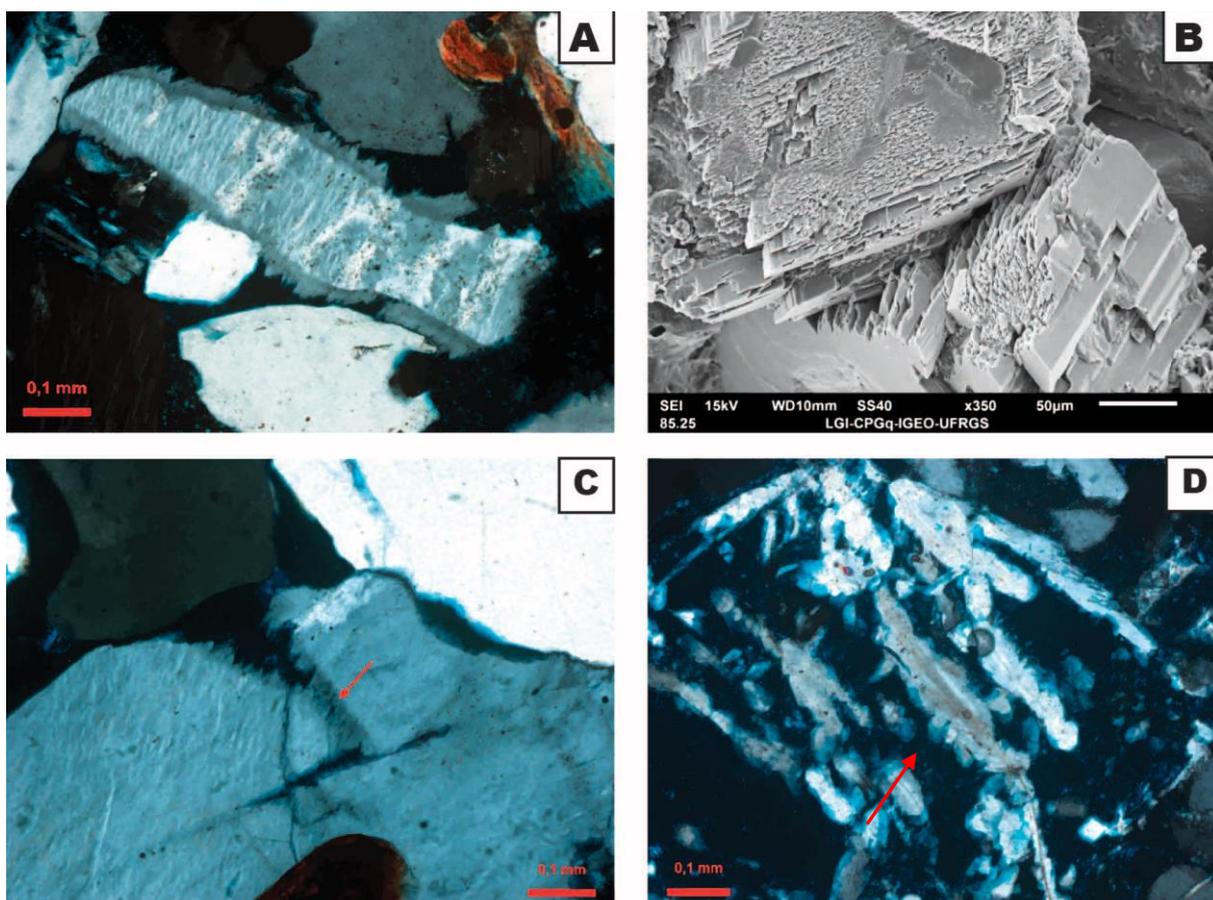


**Figura 17** - Imagens da calcita e principais processos diagenéticos observados. A) Calcita poiquilotópica substituindo grãos de quartzo e feldspato (polarizadores cruzados; XP). B) Intensa cimentação por calcita substituindo grãos e preenchendo poros intergranulares (elétrons retroespalhados – BSE). C) Calcita macrocristalina substituindo caulinita (XP). D) Calcita substituindo *booklets* e agregados vermiculares de caulinita em detalhe nas setas vermelhas (BSE). E) Calcita substituindo grão previamente substituído por esmectita (XP). F) Calcita expandindo biotita (XP).



**Feldspatos:** Crescimentos epitaxiais de feldspato potássico autigênico são muito comuns, mais frequentemente sobre grãos de microclínio (Fig. 18 A, B; Tabela 4), do que de ortoclásio e pertita. Também é comum a cicatrização de grãos de microclínio (Fig. 18 C) e plagioclásio, com fraturas sendo preenchidas por albita ou feldspato potássico. A autigênese de K-feldspato também ocorreu como cristais prismáticos discretos precipitados nos poros intergranulares, ou mais comumente nos poros intragranulares gerados pela dissolução de grãos de feldspatos (Fig. 18 D), ou mesmo substituindo os grãos ou os restos de feldspatos dissolvidos. A substituição de feldspatos por albita microcristalina é bastante rara nos arenitos e conglomerados analisados.

**Figura 18** - Imagens de feldspatos e principais processos diagenéticos observados. A) Crescimentos epitaxiais de K-feldspato (polarizadores cruzados; XP). B) Detalhe dos crescimentos de K-feldspato em elétrons secundários (SE). C) Crescimentos internos de K-feldspato em fratura de grão de microclínio D) Detalhe de crescimento internos de K-feldspato (seta vermelha) em porosidade de dissolução de feldspato.



**Pirita:** Outro constituinte diagenético relativamente comum nos arenitos e conglomerados analisados é a pirita, normalmente em hábitos blocosos, macrocristalinos, e microcristalino, preenchendo a porosidade intergranular, substituindo ou expandindo biotita (Fig. 19 A, B), e comumente substituindo grãos de quartzo, feldspatos, fragmentos plutônicos, intraclastos de solo, fragmentos carbonosos e minerais pesados (Tabela 4).

**Dolomita:** A dolomita é bem menos abundante do que a calcita (Tabela 4). Ocorrendo normalmente em hábitos blocosos, macrocristalinos, substituindo grãos ou cimentando a porosidade intergranular (Fig. 19 C). Também é comum a presença de dolomita ferrosa (anquerita) expandindo as lamelas de biotita e substituindo grãos de quartzo, feldspato, e fragmentos plutônicos. A autigênese da dolomita parece ter ocorrido predominantemente antes da calcita, como evidenciado por cristais de dolomita engolfados ou substituídos por calcita em algumas amostras analisadas.

**Quartzo:** Crescimentos (*overgrowths*) de quartzo são bastante escassos nos arenitos e conglomerados estudados (Tabela 4), todavia os crescimentos internos de quartzo são bastante comuns cicatrizando fraturas em grãos (Fig. 19 D) principalmente nos arenitos grossos afetados por tectonismo raso.

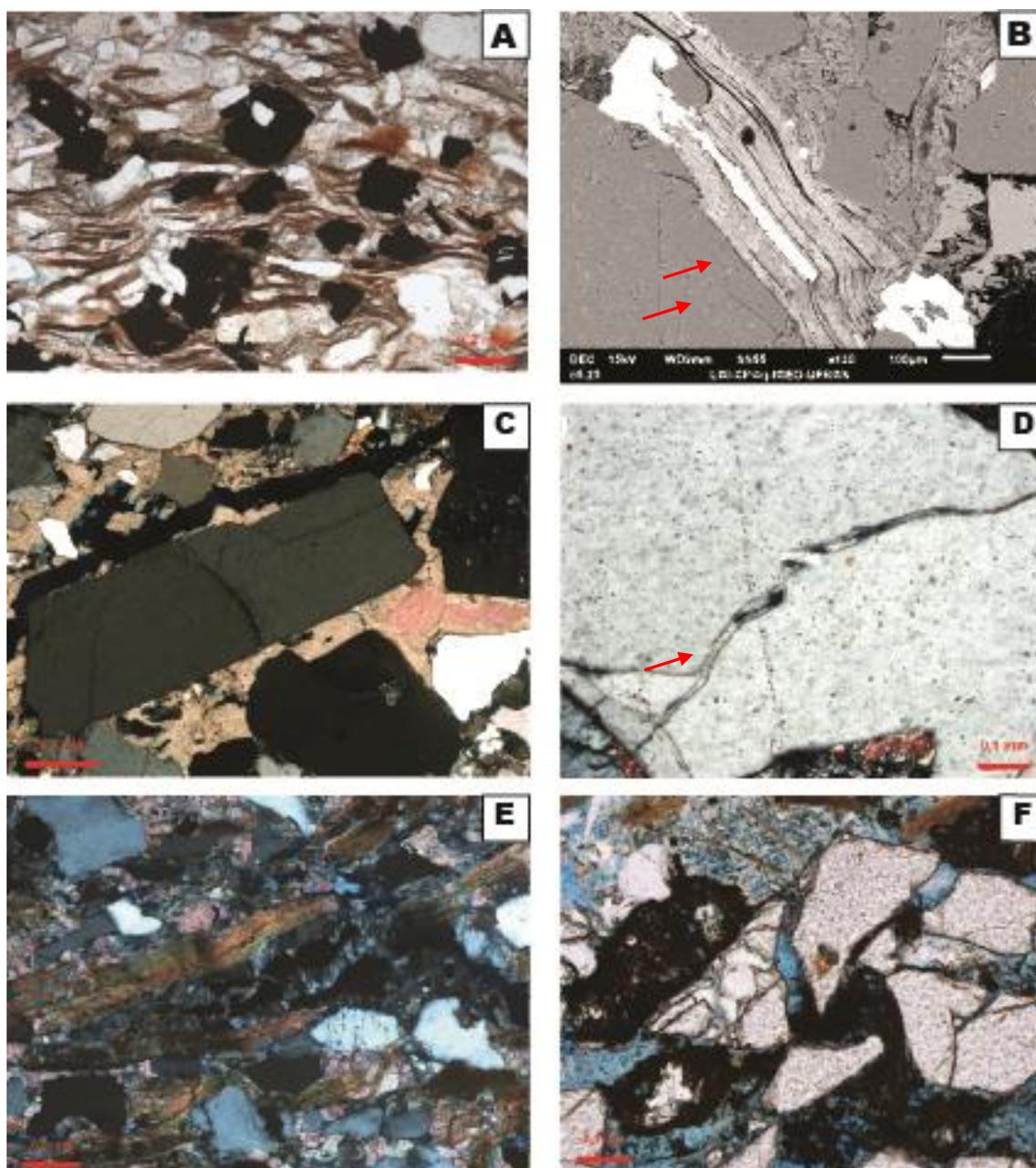
**Gipsita:** A gipsita ocorre em hábito fibroso, prismático, quase sempre dissolvida em porosidade de fratura nos arenitos mais finos (Tabela 4), e comumente expandindo biotita por precipitação deslocante ao longo das clivagens (Fig. 19 E).

**Óxidos de Titânio:** Óxidos de titânio microcristalinos são comuns, substituindo minerais pesados dissolvidos (Fig. 19 F) ou substituindo outros minerais diagenéticos (Tabela 4), raramente ocorrem preenchendo poros intergranulares.

**Outros Constituintes Diagenéticos:** A jarosita ocorre como agregados microcristalinos granulares, substituindo principalmente a pirita. Algumas amostras

possuem cutículas de hidrocarboneto cobrindo grãos ou preenchendo poros. Ocorre raramente precipitação de cristais prismáticos de zeolitas em algumas amostras, substituindo grãos e preenchendo poros intergranulares. Algumas micas são substituídas e expandidas por vermiculita e siderita, mas de maneira muito subordinada (Tabela 4)

**Figura 19** - Imagens de outros processos diagenéticos observados. A) Cristais blocosos de pirita substituindo grãos (polarizadores descruzados; //P). B) Pirita substituindo e expandindo lamelas de biotita (seta vermelha) (elétrons retroespalhados – BSE). C) Dolomita macrocristalina cimentando grãos e preenchendo poro (polarizadores cruzados; XP). D) Crescimentos internos de quartzo (seta vermelha) cicatrizando fratura em grão de quartzo (XP). E) Gipsita expandindo lamelas de biotita (XP). F) Detalhe de óxidos de titânio substituindo minerais pesados (//P).



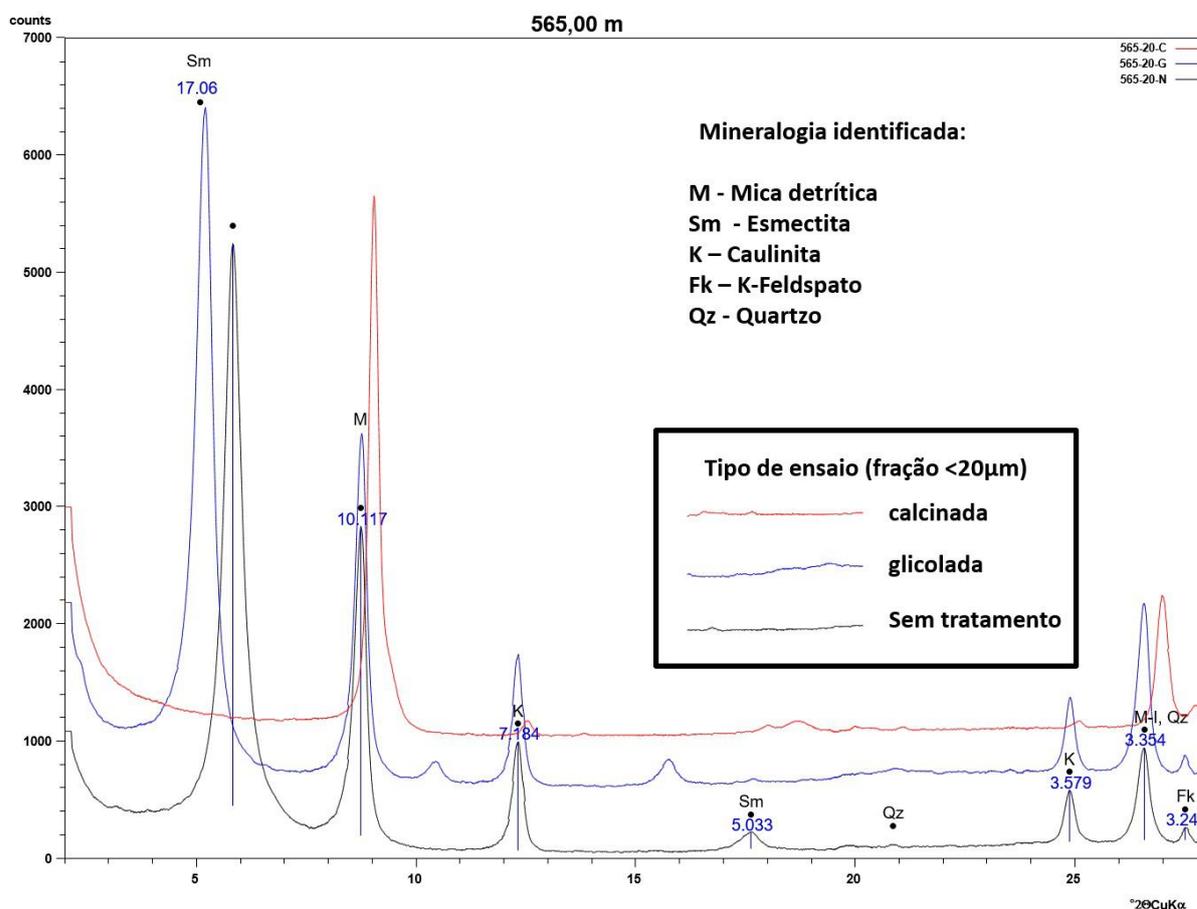
<b>Constituintes Diagenéticos e Tipos de Poros</b>	
<b>Esmectita total</b>	<b>Máximo = 24,12% Média = 7,7%</b>
Esmectita Intergranular	Média = 5,34% Máximo = 22,33%
Esmectita Intragranular	Média = 5,5% Máximo = 12,67%
<b>Caulinita total</b>	<b>Média = 3,3% Máximo = 6,2%</b>
Caulinita Intergranular	Média = 2,45 % Máximo = 5%
Caulinita Intragranular	Média = 3,2% Máximo = 5,7%
<b>Calcita Total</b>	<b>Média = 3,6% Máximo = 11,8%</b>
Calcita Intergranular	Média = 3,9% Máximo = 11,67%
Calcita Intragranular	Média = 3,2% Máximo = 7,7%
K-Feldspato	Média = 1,46% Máximo = 3%
Dolomita	Média = 1% Máximo = 3%
Pirita	Média = 1,5% Máximo = 8,67%
Quartzo	Média < 1% Máximo = 4%
Gipsita	Média = 1,2% Máximo = 3%
Óxidos de Titânio	Média e máximo <1%
Outros Constituintes Diagenéticos	Média e máximo <1%
<b>Porosidade Total</b>	<b>Média = 8,9% Máximo = 20,17%</b>
Porosidade Intergranular	Média = 2,9% Máximo = 7,9%
Porosidade de Fratura	Média = 3% Máximo = 6,5%
Porosidade de Contração	Média = 1,2 % Máximo = 12,67%
Porosidade Secundária de Dissolução (intragranular, móldica, agigantada)	Média = 3,2% Máximo = 4,5%

**Tabela 4:** Resumo da quantificação petrográfica dos principais constituintes diagenéticos e tipos de poros identificados nos arenitos e conglomerados analisados

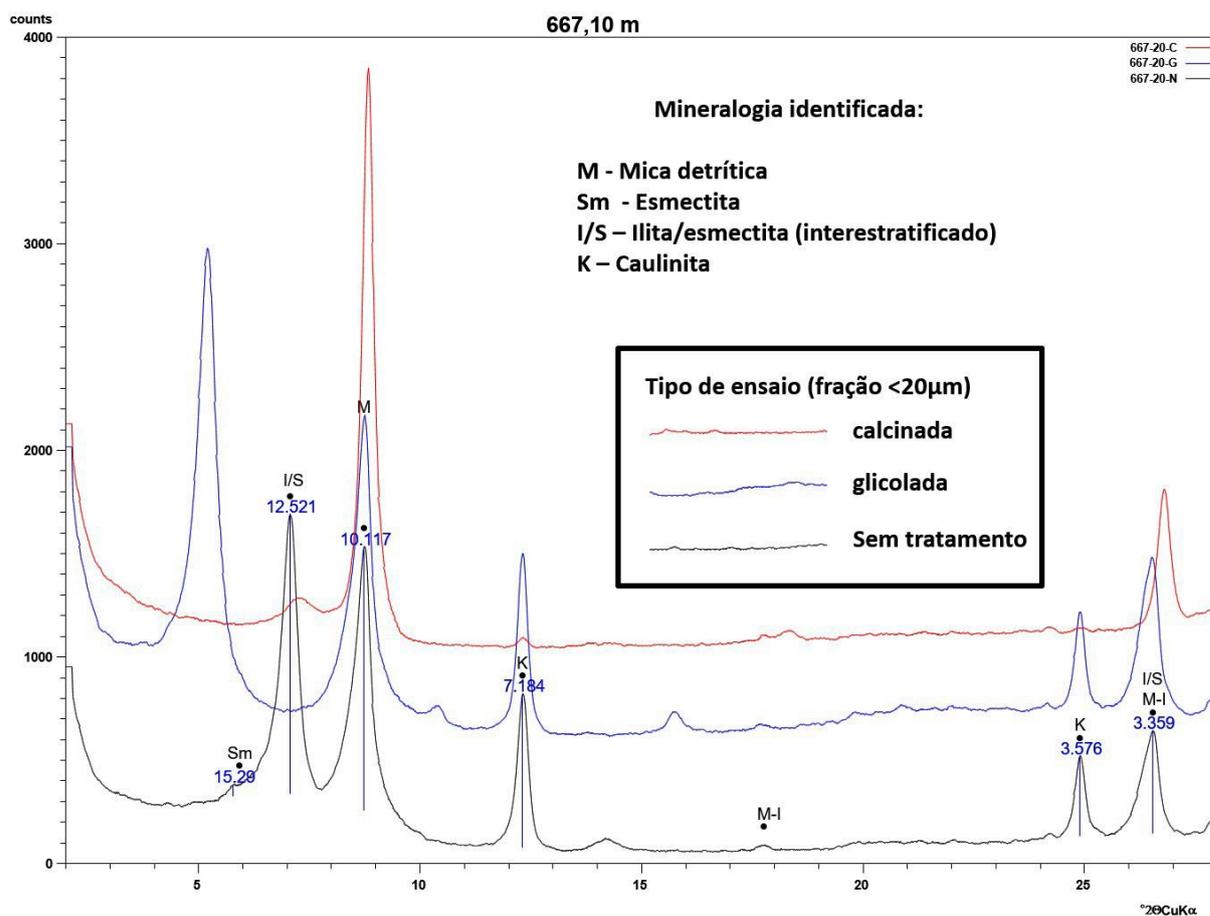
### 6.5.1 Difractometria de Raios X

Através da difratometria de raios-x foi possível a identificação dos argilominerais presentes nas amostras e as principais diferenças composicionais existentes na fração menor que 20  $\mu\text{m}$  entre os poços analisados (Fig. 20 a 24). Todos os difratogramas executados encontram-se em anexo neste trabalho. Abaixo são apresentados alguns difratogramas que representam os principais argilominerais identificados em amostras dos poços 1CP-0001-ES, 4COG-0003-ES, 2NST-0002-ES.

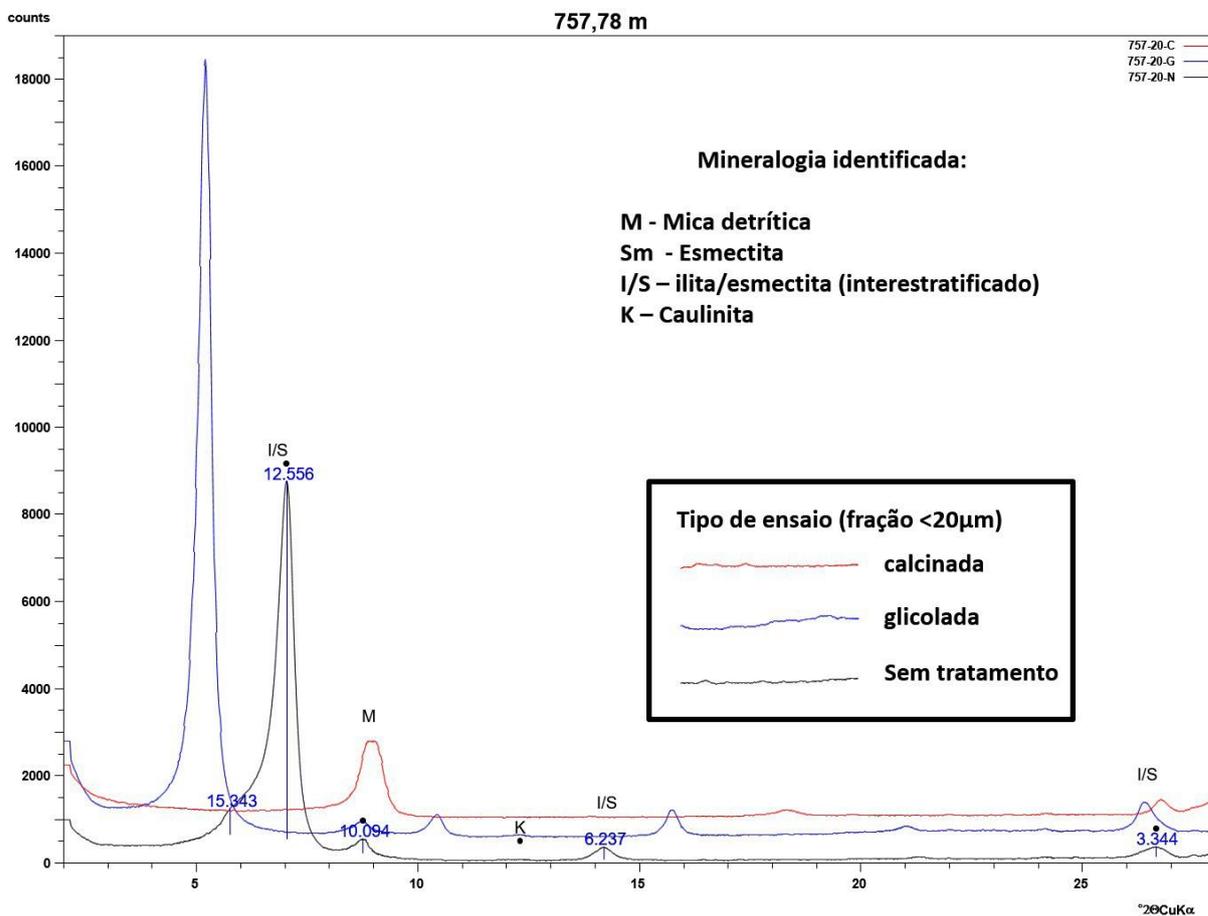
**Figura 20** - Amostra CP-1-0001 565,00m fração menor do que 20 $\mu\text{m}$ . Os argilominerais identificados são esmectitas (Sm) e caulinita (K) com a presença de linhas relacionadas a micas detríticas (M).



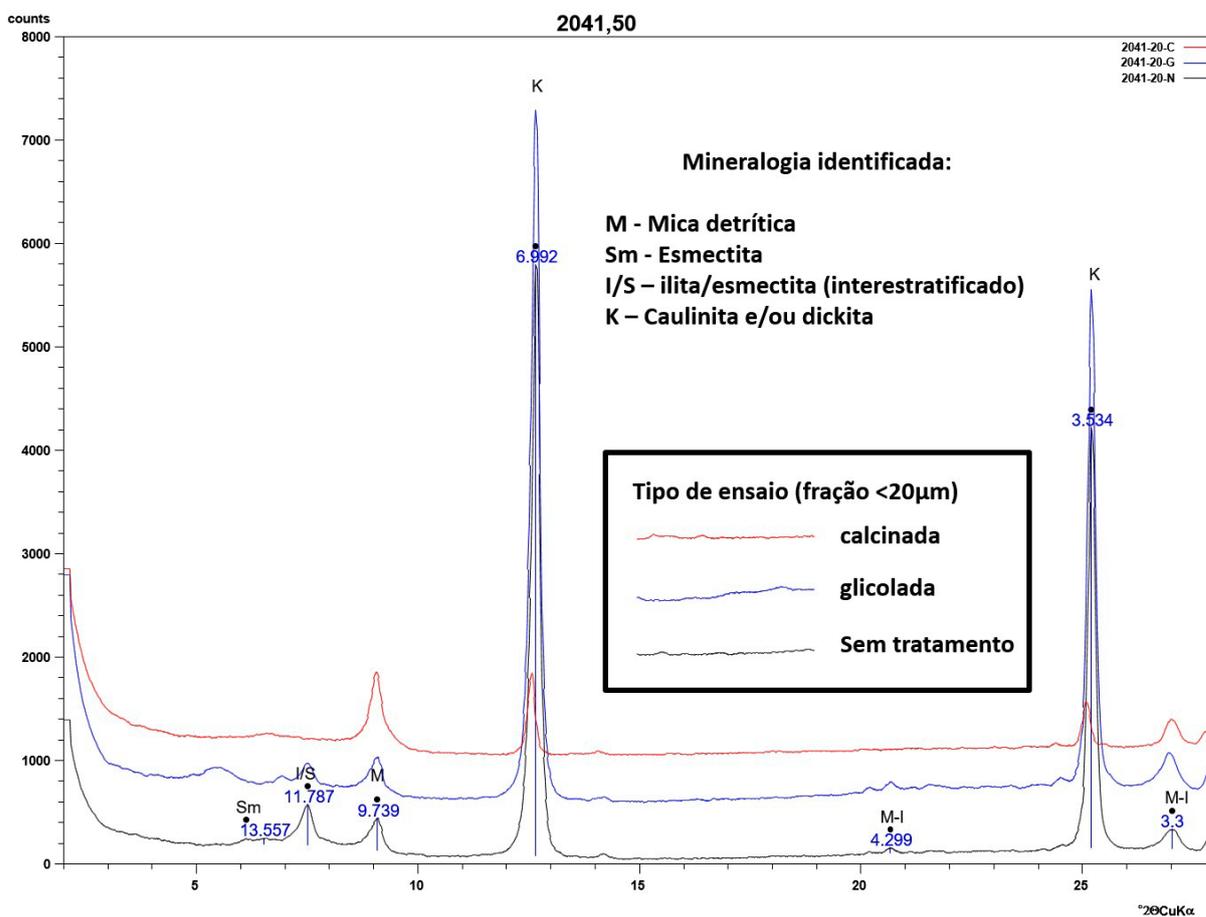
**Figura 21** - Amostra CP-1-0001 667,10m fração menor do que 20 $\mu$ m. Os argilominerais identificados são interestratificados de illita-esmectita (I/S), esmectitas (Sm) e caulinita (K).



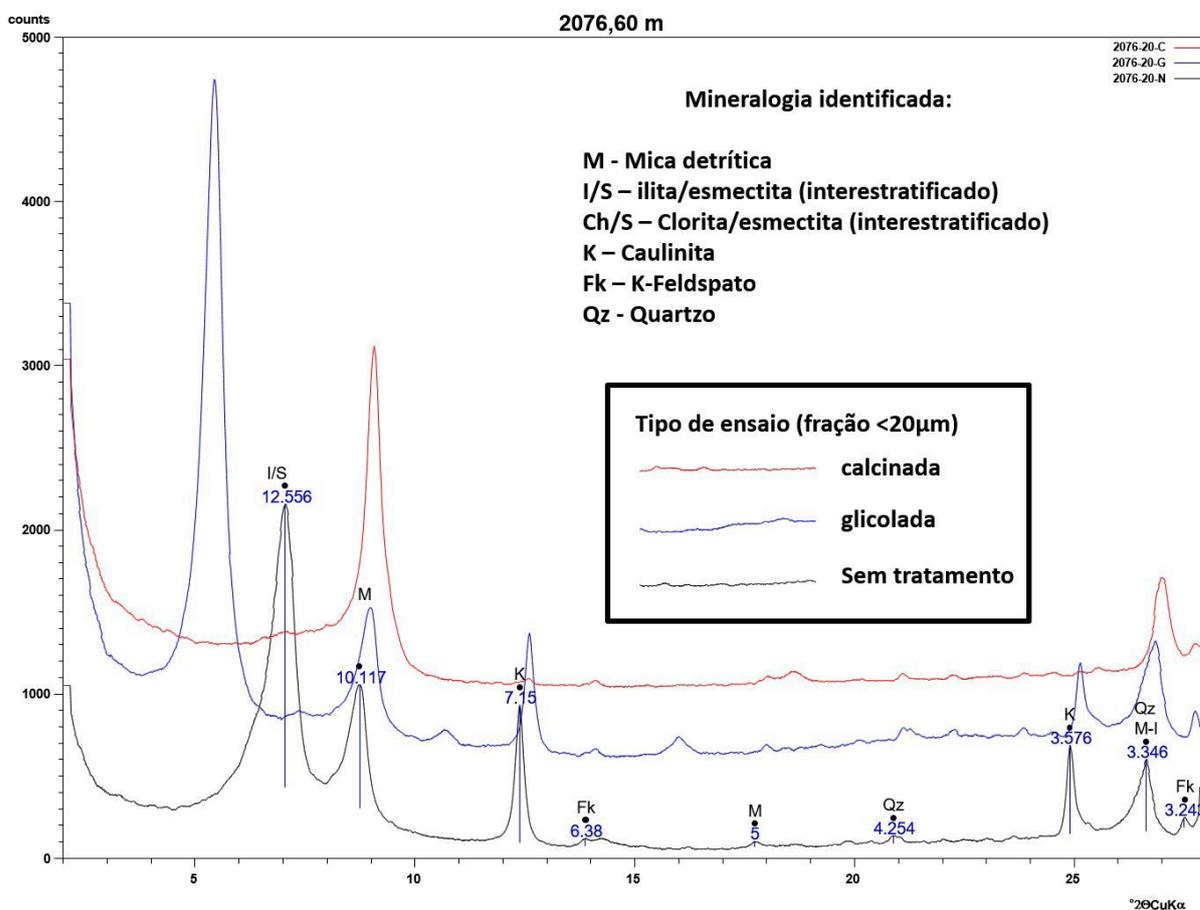
**Figura 22** - Amostra 4COG-0003 757,78m fração menor do que 20 $\mu$ m. Os argilominerais identificados são interestratificados de ilita-esmectita (I/S), esmectitas (Sm) e caulinita (K).



**Figura 23** - Amostra 2NST-0002 2041,50m fração menor do que 20 $\mu$ m. Principais argilominerais identificados: Caulinita (K), interestratificados de camadas mistas de ilita-esmectita (I/S) e esmectita (Sm).



**Figura 24** - Amostra 2NST-0002 2076,50m fração menor do que 20 $\mu$ m. Principais argilominerais identificados Interestratificados de camadas mistas de illita-esmectita (I/S), Caulinita (K), ausência de esmectita.



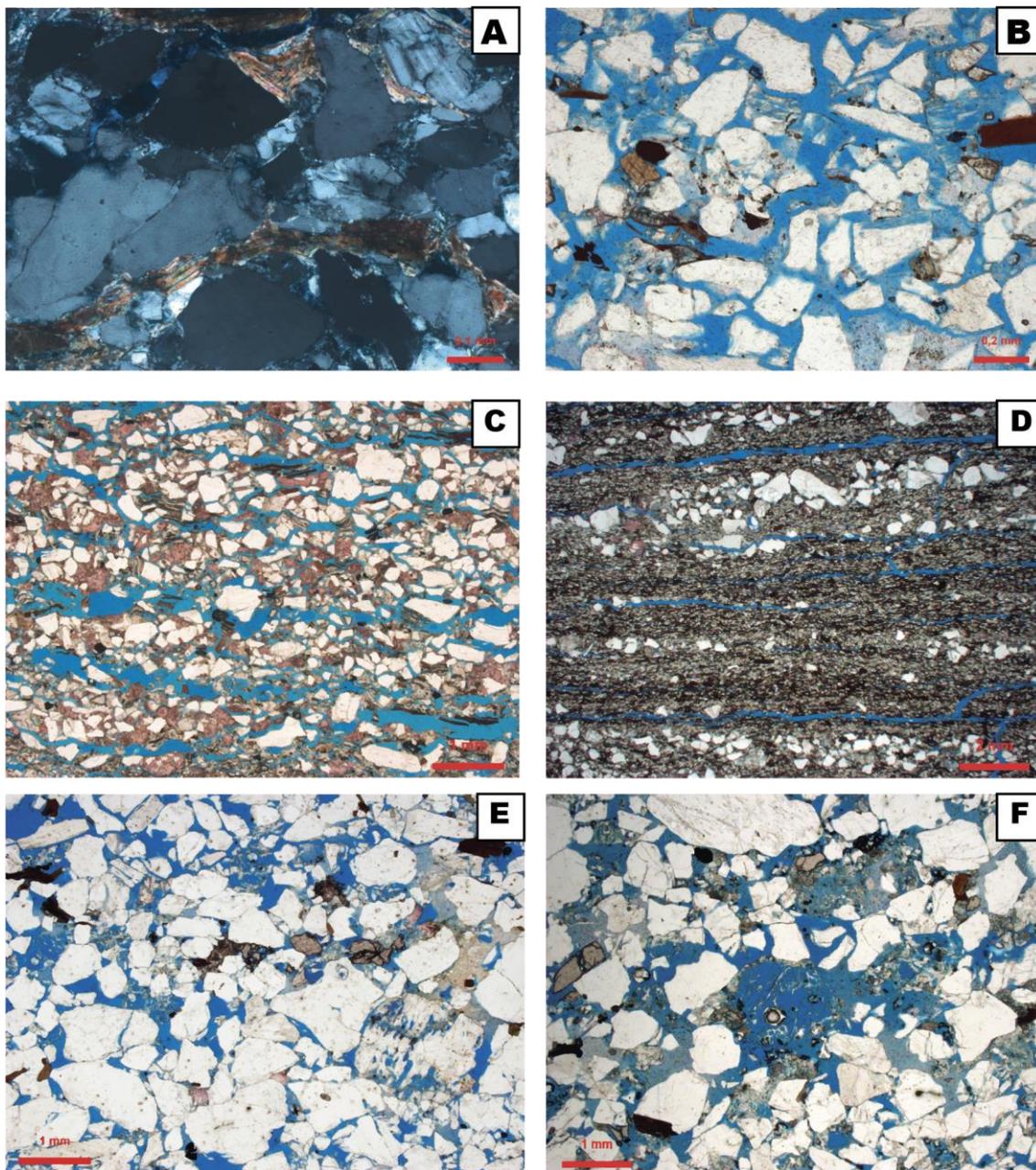
Os resultados da difração de raios-x revelaram que os argilominerais ocorrentes nas amostras analisadas são esmectita, caulinita e camadas mistas illita/esmectita. As camadas mistas illita/esmectita são muito comuns, principalmente nos poços 2NST-0002-ES, e 4-COG-0003-ES. Estes interestratificados foram identificados como esmectitas na petrografia ótica convencional. As análises de difração corroboraram os resultados da petrografia quantitativa e microscopia eletrônica de varredura. Também foi identificada na difratometria a presença de micas e cristais de K-feldspato.

## 6.6 Porosidade e Compactação

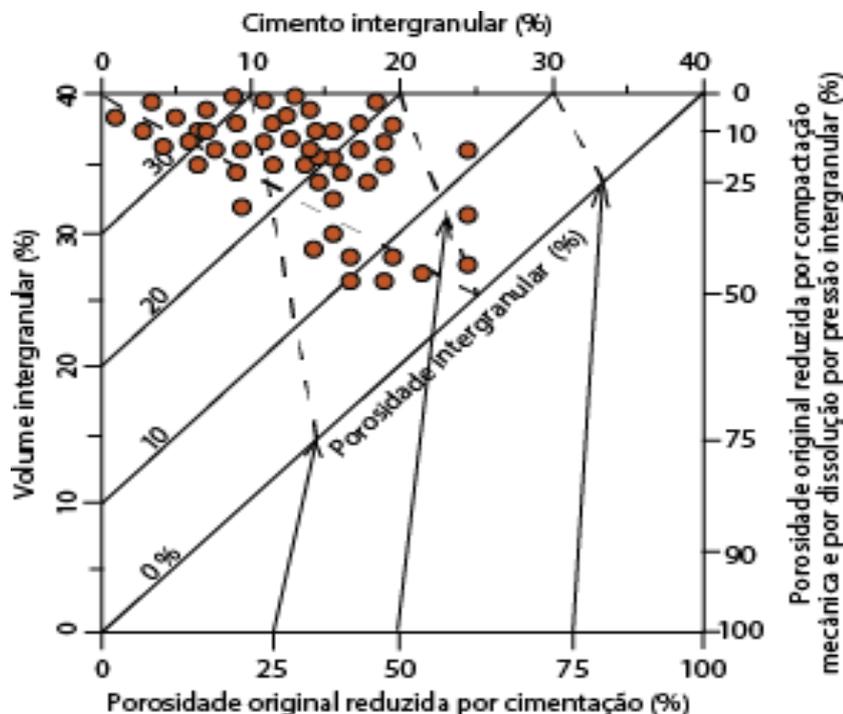
A compactação dos arenitos e conglomerados foi bastante heterogênea, predominando um empacotamento normal nos arenitos grossos, e apertado nos arenitos finos micáceos. Algumas amostras apresentam fraturamento intenso dos grãos, ocorrida aparentemente por tectonismo raso, antes de significativo soterramento e litificação (MAKOWITZ; MILLIKEN, 2003). Outras mostram evidência de compactação química, principalmente ao longo dos contatos com as biotitas (Fig. 25 A). Os arenitos grossos demonstram de maneira geral moderada porosidade intergranular (Fig. 25 B; Tabela 4). O principal processo de redução da porosidade primária foi a cimentação por esmectita, calcita e caulinita. Arenitos finos micáceos normalmente apresentam porosidade de fratura ao longo dos níveis micáceos (Fig. 25 C, D). Nos arenitos mais grossos, particularmente, é muito comum a presença de poros secundários intragranulares e móldicos gerados pela dissolução principalmente de feldspatos e granadas (Fig. 25 E, F; Tabela 4).

Os arenitos e conglomerados estudados apresentam de maneira geral uma porosidade abaixo de 10%. A porosidade intergranular é muito baixa de maneira geral nos poços analisados. Os arenitos com granulometria mais grossa possuem uma porosidade intragranular razoável, gerada em parte pela dissolução de grãos de feldspatos e minerais pesados. A plotagem do volume de porosidade intergranular versus o volume de cimento intergranular das amostras analisadas no diagrama de Ehrenberg (1989; Fig. 26) demonstra que a porosidade original das amostras foi reduzida principalmente pela cimentação por calcita, esmectita e caulinita. Porém, algumas amostras, especialmente as de textura mais fina e extremamente micáceas tiveram sua porosidade reduzida predominantemente pela compactação.

**Figura 25** - Fotomicrografias das feições de compactação e dos principais tipos de poros nos arenitos e conglomerados analisados. A) Compactação mecânica evidenciada pelo fraturamento de quartzo e feldspato e compactação química ao longo dos contatos com grãos de biotita (polarizadores cruzados; XP). B) Porosidade intergranular primária (polarizadores descruzados; //P). C) Porosidade de fratura de rocha (//P). D) Porosidade de fratura em arenito fino muito micáceo (//P). E) Porosidade secundária gerada pela dissolução de feldspatos (//P). F) Porosidade secundária gerada pela dissolução de minerais pesados (//P).



**Figura 26** - Relação entre o volume de cimento intergranular e o volume intergranular total nas amostras analisadas, plotada no diagrama de Ehrenberg (1989), demonstrando que a cimentação foi o principal processo de redução da porosidade intergranular dos arenitos e conglomerados estudados.



## 7. DISCUSSÃO

Os principais processos diagenéticos que afetaram os arenitos e conglomerados do Membro Mucuri foram predominantemente eodiagenéticos. Estas modificações ocorreram logo após a deposição e sob a influência direta das condições da superfície. A sequência paragenética dos processos diagenéticos nos arenitos e conglomerados estudados do Membro Mucuri (Fig. 27) foi elaborada com base nas relações espaciais observadas na microscopia ótica e eletrônica.

O primeiro processo a atuar sobre os arenitos e conglomerados estudados, foram os crescimentos de K-feldspato. A precipitação de K-feldspato ocorreu logo após a deposição, o que é indicado pela continuidade dos crescimentos e sua comum substituição por outros constituintes diagenéticos, como a caulinita e a calcita. A

precipitação de K-feldspato está relacionada a ação de fluidos alcalinos (MARASCHIN et al., 2004).

A precipitação de cutículas, franjas, rosetas e agregados caóticos de esmectita ocorreu igualmente logo ao início da evolução diagenética dos arenitos. A precipitação das esmectitas foi promovida pela interação da composição detrítica imatura, rica em feldspatos, fragmentos plutônicos, micas e minerais pesados, com fluídos alcalinos relacionados a uma eodiagênese continental sob clima árido (MCKINLEY, 2003), e possivelmente também ao influxo de fluidos dos sistemas lacustres adjacentes. As cutículas de esmectita são resultado de autigênese, e não possuem relação com a infiltração mecânica, pois são finas e regulares, e intercaladas com franjas, formando comumente agregados duplos complexos (CARVALHO *et al.*, 2014). As franjas e cutículas cobriram inicialmente os grãos mas posteriormente formaram agregados complexos através da interação com fluidos alcalinos gerando agregados complexos que afetaram profundamente a porosidade e a permeabilidade dos arenitos.

A precipitação de gipsita em fraturas é relacionada com períodos de intensa evaporação. As condições evaporíticas condicionam a formação de águas intersticiais hipersalinas enriquecidas em íons como  $Mg^{++}$ , dissolvendo  $SiO_2$ , mas empobrecidas em  $Cl^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^-$ , através da precipitação de calcita, aragonita, gipsita, anidrita, e halita (WORDEN & MORAD 2003).

A dissolução de feldspatos e minerais pesados promoveu a precipitação da caulinita. A formação da caulinita está normalmente relacionada a fluidos meteóricos de baixa atividade iônica, e pH neutro a ácido (HURST; IRWIN, 1982). A caulinita também é bastante comum expandindo micas indicando sua autigênese em profundidades rasas, antes de qualquer soterramento significativo. A precipitação de caulinita, associada com a dissolução dos feldspatos e alteração das muscovitas, sugere mudanças na composição dos fluidos intersticiais durante a eodiagênese. Isto pode estar relacionado a mudanças climáticas para condições mais úmidas comparadas às condições climáticas mais secas que precipitaram K-feldspato e esmectita (MARASCHIN *et al.*, 2004). A dissolução de feldspatos e minerais pesados gerou porosidade secundária nos arenitos e conglomerados estudados, que foram

porém reduzida pela precipitação da caulinita e óxidos de titânio, oriundos da dissolução.

A compactação é muito variável nas amostras estudadas. Nos arenitos grossos é possível observar muitos grãos fraturados com algumas amostras mostrando cataclase provocada por tectonismo raso, ocorrido antes de significativo soterramento e litificação (MAKOWITZ & MILLIKEN, 2003). As amostras mais finas extremamente micáceas sofreram compactação mecânica intensa devida à deformação das biotitas. Poucas amostras apresentam pseudomatriz oriundas da compactação de intraclastos lamosos. A compactação química é limitada aos contatos com os grãos de biotita e muscovita, nas amostras mais finas e micáceas.

A cimentação por calcita foi, da maneira geral, bastante precoce nas amostras estudadas. Grande parte da cimentação por calcita observada ocorreu antes de qualquer compactação significativa, como evidenciada pelo empacotamento frouxo das áreas cimentadas ( ANJOS *et al.*, 2000). A intensa e comumente pervasiva cimentação eodiagenética por calcita macrocristalina a poiquilotópica foi o fator de maior redução da porosidade nos arenitos estudados. Nódulos de calcita também ocorrem em algumas amostras mas de maneira muito subordinada.

As microfraturas geradas em tectonismo raso e a cimentação subsequente das microfraturas resultam na expansão aparente do volume dos grãos, enquanto que dissolução por pressão resulta na redução real do volume dos grãos. A intensidade da cimentação destas fraturas depende da morfologia destas fraturas, e da evolução do soterramento (MAKOWITZ & MILLIKEN, 2003). A provável fonte de sílica para a formação dos crescimentos internos de quartzo cicatrizando os grãos fraturados nestas amostras é a dissolução e caulinização dos feldspatos (WORDEN & MORAD, 2000).

Agregados framboidais e microcristalinos de pirita são interpretados como produto da redução de sulfato por bactérias na eodiagênese, enquanto que os cristais macrocristalinos, corrosivos devem estar relacionados à redução térmica de sulfato durante o soterramento (BERNER; 1984).

Os interestratificados illita/esmectita identificados na difração de raios-x devem estar relacionados a mudanças de composição dos fluidos e aumento de temperatura no soterramento, através da transformação parcial das esmectitas dioctaédricas. A evolução de esmectita para illita requer perda de silício e ganho de alumínio nas folhas estruturais tetraédricas, e ganho de potássio em detrimento da água nos locais intercamada, para manter a carga. (MCKINLEY, 2003).

A albitização dos feldspatos ocorre de forma muito restrita nesses arenitos. A precipitação de albita durante o soterramento deve estar relacionada à alta atividade de sódio em relação ao cálcio e potássio nas águas intersticiais (WORDEN E BURLEY, 2003), provavelmente como produto da dissolução dos evaporitos sobrepostos.

**Figura 27** - Sequência simplificada dos principais processos diagenéticos analisados nas amostras do Membro Mucuri. A espessura das barras corresponde à importância dos processos

Estágios Diagenéticos/ Processos	Eodiagênese	Mesodiagênese
Dissolução	███ ███	— —
Caulinita		
Gipsita	███	
Pirita		— — —
K-feldspato	███	
Esmectita	██████████	
Compactação mecânica		
Compactação química		— —
Calcita		
Dolomita		
Minerais de titânio		
Ilita/esmectita		— —
Albita		
Quartzo	— —	███

### 7.1 Diagênese dos Arenitos Mucuri e Paleoclima

Existem relativamente poucos estudos relacionando a diagênese clástica e o paleoclima (WORDEN; RUFFELL; CORNFORD, 2000). O clima exerce influência importante sobre a eodiagênese continental, através de mudança de taxas de reação, do pH, e do fluxo dos fluidos meteóricos. Os climas úmidos promovem o aumento das taxas de fluxo de águas subterrâneas diluídas ácidas, enquanto que os climas áridos geram águas mais concentradas e alcalinas.

Em um estudo recente (WEIBEL *et al.*, 2017) analisaram a composição primária e as mudanças diagenéticas observadas em arenitos triássicos, comparando a

Formação Skagerrak depositada sob clima árido e semi-árido, com a Formação Gassum, depositada sob clima úmido. A área de estudo abrange a parte mais oriental da bacia norueguesa-dinamarquesa, na qual o escudo Fenoescandinavo funcionou como área-fonte. A Formação Skagerrak possui uma composição imatura, com feldspatos mais abundantes, fragmentos de rocha e maior variabilidade na assembléia de minerais pesados, quando comparada à Formação Gassum, caracterizada por mais quartzo e minerais pesados estáveis. O clima árido a semi-árido levou a condições de oxidação precoce sob as quais foram formadas abundantes cutículas de óxido de ferro, enquanto a intensa evaporação resultou na precipitação de calcita e gipsita. Sob clima úmido, caulinita precipitou devido à intensa lixiviação de feldspatos e micas, e a disponibilidade de matéria orgânica causou condições de redução, que precipitaram fases ricas em ferro, incluindo pirita, clorita e siderita.

Analisando a diagênese de arenitos fluviais jurássicos do Membro Boipeba da Bacia do Recôncavo. SALEM *et al.* (2000) observam que o clima árido a semi-árido exerceu um profundo controle sobre as fácies deposicionais e sobre a circulação e a química das águas intersticiais, que por sua vez, influenciou fortemente a mineralogia e o padrão geral de distribuição de cimentação durante a eodiagênese destes arenitos. As mais importantes consequências do controle das fácies e condições climáticas sobre as características incluem: (1) a abundância de argilas esmectíticas mecanicamente infiltradas nos arenitos, (2) a ocorrência de camadas de silcrete fino nas fácies eólicas, (3) ausência de caulinita eodiagenética. A presença de argilas infiltradas é atribuída a inundações frequentes por águas lamosas, com infiltração de lama suspensa em areias finas a médias. O intemperismo químico das rochas de origem em condições semi-áridas explica a composição das argilas infiltradas e sua associação com óxidos de ferro. A interação eodiagenética quase superficial de águas meteóricas com os arenitos resultou na dissolução limitada de silicatos detríticos, principalmente feldspatos. Os íons derivados da dissolução de silicatos detríticos nas águas intersticiais precipitaram-se como feldspato potássico e esmectita autigênica.

Os arenitos e conglomerados do Membro Mucuri foram depositados em um ambiente continental aluvial transicional para lacustre restrito. A composição fortemente feldspática e micácea destes depósitos, juntamente com limitado arredondamento dos grãos indicam um intemperismo predominantemente físico, transporte rápido e deposição

próxima às áreas fontes, indicam condições climáticas semi-áridas durante o intemperismo, transporte e deposição desses sedimentos. Os processos eodiagenéticos iniciais gerados sob estas condições de aridez devem ter envolvido a interação destes sedimentos com fluidos alcalinos oriundos do sistema lacustre adjacente (CARVALHO *et al.*, 2014), gerando crescimentos de K-feldspato e a precipitação de franjas e agregados múltiplos de esmectita. A cimentação por calcita está relacionada a condições de evaporação e mistura desses fluidos lacustres com fluidos meteóricos sob condições climáticas áridas a semi-áridas (FELIX, 2000; SILVA E ANJOS, 1996). Mudanças episódicas climáticas são evidenciadas pela intensa dissolução de feldspatos e a precipitação de caulinita promovidos pelo influxo de águas meteóricas, sugerindo uma alternância entre condições de eodiagênese sob clima seco para eodiagênese sob clima úmido (WORDEN & MORAD, 2000). Algumas amostras apresentam interação direta entre esmectitas e caulinitas, indicando mistura de fluidos intersticiais alcalinos e ácidos a neutros (MARASCHIN, 2004). O progressivo soterramento promoveu a precipitação de interestratificados illita/esmectita caracterizando condições de mesodiagênese rasa, com mudanças na composição e temperatura dos fluídos.

## 8. CONCLUSÕES

Um estudo sistemático por petrografia óptica, microscopia eletrônica e difração de raios-X de arenitos e conglomerados do Membro Mucuri revelou que:

- 1) Os arenitos do Membro Mucuri são predominantemente arcósios, variando entre arenitos finos a conglomerados arenosos, moderadamente selecionados, ricos em feldspatos, fragmentos plutônicos, biotita e minerais pesados.
- 2) Os arenitos grossos, conglomeráticos correspondem às fácies deposicionais de canais fluviais, enquanto que os arenitos finos, comumente extremamente micáceos, correspondem ao *shoreface* superior e inferior em uma margem lacustre retrabalhada por ondas.

- 3) A composição detrítica imatura exerceu um forte controle sobre os processos diagenéticos observados nestes arenitos.
- 4) Os principais processos observados nestes arenitos são: a precipitação de cutículas e franjas de esmectita, dissolução de feldspatos, precipitação de caulinita, e cimentação por calcita. Substituição de grãos por pirita, crescimentos internos de quartzo cicatrizando grãos fraturados, e substituição de minerais pesados por minerais de titânio são comuns, mas menos volumosos.
- 5) A grande maioria das amostras apresentou uma reduzida porosidade intergranular, com níveis inferiores a 10%, devido a cimentação por calcita, esmectita e caulinita.
- 6) Esmectitas com hábitos como franjas, rosetas, agregados de franjas múltiplas e microcristalinos, foram precipitadas sob condições climáticas áridas e alcalinas, enquanto as caulinitas foram precipitadas sob condições mais úmidas, com maior abastecimento por águas meteóricas diluídas. A alternância da autigênese desses argilominerais pode estar relacionada tanto a oscilações climáticas nas áreas de recarga, correspondentes aos terrenos-fonte do embasamento soerguido, quanto aos sistemas aluviais mais proximais.
- 7) Análises de difração de raios-X indicaram a presença de interestratificados illita/esmectita, provavelmente formados por transformação parcial das esmectitas em resposta a mudanças na temperatura e composição das águas intersticiais durante o soterramento
- 8) A composição imatura, a compactação e a intensa cimentação reduziram a qualidade (porosidade e permeabilidade) dos arenitos estudados. Arenitos do Membro Mucuri constituem importantes reservatórios em outros pontos da bacia.
- 9) O estudo das características deposicionais e eodiagenéticas desses depósitos marginais deve contribuir para a compreensão das condições genéticas e de evolução inicial dos reservatórios lacustres pré-sal contemporâneos.

## 9. BIBLIOGRAFIA

ANJOS, S.M.C., DE ROS, L.F., SILVA, C.M.A. (2003) Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones of the Santos Basin, offshore eastern Brazil. In: **Clay Mineral Cements in Sandstones**, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed. by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, pp. 291–316.

ASMUS, H. E.; GOMES, J. B.; PEREIRA, A. C. B. (1971). Integração Geológica Regional da Bacia do Espírito Santo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 25., 1971, São Paulo. **Anais XXV Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo, SBG, v.3, pp. 235-252.

BERNER, R. A. (1981). A new geochemical classification of sedimentary environments. **Journal of Sedimentary Petrology**, 51: 359–365.

BIASSUSI, A. S., MACIEL, A. A., CARVALHO, R. S., 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração: **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 4, p. 13-19.

CARVALHO, A. S. G., DANI, N., DE ROS, L. F., ZAMBONATO, E. E. (2014). The impact of early diagenesis on the reservoir quality of pre-salt (Aptian) sandstones in

the Espírito Santo Basin, eastern Brazil. **Journal of Petroleum Geology**, 37(2): 127-142.

CHOQUETTE, P. W., PRAY, L. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **AAPG Bulletin**, 54(2): 207-250.

DEDAVID, B. A.; GOMES, C. I.; MACHADO, G. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA - Aplicações e preparação de amostras - Materiais Poliméricos, metálicos e semicondutores. **Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)**, p. 60, 2007

DE ROS, L. F, GOLDEBERG, K., ABEL, M., VICTORETI, F., MASTELA, L., CASTRO, E. (2007). Advanced Acquisition and Management of Petrographic Information from Reservoir Rocks Using the PETROLEDGE System. *In: **AAPG Annual Conference and Exhibition***, Long Beach, CA. AAPG Annual Conference and Exhibition Abstracts, 2007.

DE ROS, L.F. 1996. Compositional controls on sandstones diagenesis. **Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology**, 198: 1-24.

DICKSON, W.R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In: ZUFFA, G.G. (Ed), **Provenance of Arenites***. NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, The Netherlands.

DOS ANJOS, S. M. C. et al. Depositional and diagenetic controls on the reservoir quality of Lower Cretaceous Penedencia sandstones, Potiguar rift basin, Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 84, n. 11, p. 1719–1742, 2000.

DUARTE, L.C.; JUCHEM, P.L.; PULZ, G.M.; BRUM, T.M.M.; CHODUR, N.; LICCARDO, A.; FISCHER, A.C.; ACAUN, R.B. 2003. Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersiva (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros. **Pesquisa em Geociências**, v. 30, n. 2, p. 3-15.

EHRENBERG, S.N. 1989. Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones: discussion; compaction and porosity evolution of Pliocene sandstones, Ventura Basin, California: discussion. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 73 (10), 1274-1276.

ESTRELLA, G., M. R. MELLO, P. C. GAGLIALONE, R. L. M. AZEVEDO, K. TSUBONE, E.ROSSETI, J. CONHCA., I. M. R. A. BRUNING. (1984). The Espírito Santo Basin, Brazil: source rock characterization and petroleum habitat. *In*: G. Demaison., R. J. Murriss (Eds.). **Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation**. Tulsa: *AAPG Memoir* 35.

FÈLIX, L.M. (2000). **Controles estratigráficos dos padrões diagenéticos nos arenitos Mucuri, Andar Alagoas, Bacia do Espírito Santo**. Porto Alegre, 232f. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

FOLK, R.L.(1968). **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill's. 182f.

FRANÇA, R.L., DEL REY, A.C., TAGLIARI, C.V., BRANDÃO, J.R., FONTANELLI, P.R., (2007). Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras** 15(2), 501-509.

GALEHOUSE, J.S. (1971). Point Counting. *In*: CARVER, R.E. (Ed.). **Sedimentary Petrology**. New York, Wiley-Interscience.

GOMES, J.B. (1988). Revisão Geológica Regional da Bacia do Espírito Santo. Rio de Janeiro, **PETROBRAS/DEPEX. (Relatório Interno)**

HURST, A.; IRWIN, H. Geological Modelling of Clay Diagenesis in Sandstones. **Clay Minerals**, v. 17, p. 5–22, 1982.

KETZER, J. M.; MORAD, S.; AMOROSI, A. Predictive diagenetic clay-mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. *In*: **Clay Mineral Cements in Sandstones**, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed. by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford p. 43–61, 2003.

MAKOWITZ, A; MILLIKEN, K. L. Quantification of brittle deformation in burial compaction, Frio and Mount Simon Formation sandstones. **Journal of Sedimentary Research**, v. 73, n. 6, p. 1007–1021, 2003.

MARASCHIN, A. J. MIZUSAKI, A. M. P. and DE ROS, L. F. (2004). Near-Surface K-Feldspar Precipitation in Cretaceous Sandstones from the Potiguar Basin, Northeastern Brazil. **The Journal of Geology**, 112(3): 317-334.

MCKINLEY, J. M.; WORDEN, R. H.; RUFFELL, A. H. Smectite in sandstones: A review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. **International Association of Sedimentologists Special Publications**, n. 34, p. 109–128, 2002.

MOHRIAK W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. *In*: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (Eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais Brasileiros**. Brasília: CPRM, p. 87165.

MORAD, S.; KETZER, J. M.; DE ROS, F. Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implication for mass transfer in sedimentary basins. **Sedimentology**, v. 47, n. Suppl. 1, p. 95–120, 2000.

RODRIGUES, A. G. (2012). **Padrões composicionais e diagenéticos da seção rifte no campo de Caioba, Bacia de Sergipe-Alagoas**. Porto Alegre, 107f. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

SALEM, A. M. et al. Diagenesis and reservoir-quality evolution of fluvial sandstones during progressive burial and uplift: Evidence from the Upper Jurassic Boipeba Member, Reconcavo basin, northeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 84, n. 7, p. 1015–1040, 2000.

SCHMIDT, V. & MACDONALD, D.A. (1979) The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: **Aspects of Diagenesis** (Eds P.A. Scholle & P.R. Schuldger). Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., Tulsa, OK, 29, 175-207.

SILVA, C. M. A.; ANJOS, S. M. C. Diagênese dos arenitos do Membro Mucuri, Cretáceo Inferior das Bacias do Espírito Santo e de Mucuri. **B. Geoci. Petrobras**, v. 10, n. 1/4, p. 61–80, 1996.

TUCKER, M., ed., 1988, **Techniques in Sedimentology**: Oxford, UK, Blackwell Science, 394 p.

VIEIRA, R. A. B., MENDES, M. P., VIEIRA, P. E. C, TAGLIARI C. V., BACELAR, L. A. P., e FEIJÓ, F. J., 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 195-202

VIEIRA, R. A. B. **Análise estratigráfica e evolução paleogeográfica da seção Neoaptiana na Porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil.** 1998. 158 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

WARREN, J.K., 2006. **Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons.** Springer-Verlag, Berlin, 1035 p

WEIBEL, R. et al. The influence of climate on early and burial diagenesis of Triassic and Jurassic sandstones from the Norwegian-Danish Basin. **The Depositional**

**Record**, v. 3, n. 1, p. 60–91, 2017.

WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. *In*: Burley, S. D. & Worden, R. H. (Eds.). **Sandstone diagenesis: Recent and Ancient**. International Association of Sedimentologists, p. 1-42.

WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation distribution and evolution. *In*: Worden, R. H. & Morad, S. (Eds.). **Clay minerals cements in Sandstones**, International Association of Sedimentologists Special Publication 34 (Ed. by R.H. Worden and S. Morad), Blackwell Publishing, Oxford, pp. 109–128

WORDEN, R. H.; RUFFELL, A. H.; CORNFORD, C. Palaeoclimate, sequence stratigraphy and diagenesis. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 69–70, p. 453–457, 2000.

ZUFFA, G. G. (1985). Optical analyses of arenites: influence methodology of compositional results. *In*: Zuffa, G. G. (Ed.). **Provenance of Arenites**. Netherlands: Springer.

## **10. ANEXOS (CD)**

- 1) Monografia em formato digital
- 2) Fotomicrografias das principais feições texturais e diagenéticas das lâminas estudadas
- 3) Descrições em formato PDF
- 4) Perfis colunares dos poços estudados
- 5) Análises de MEV e BSE
- 6) Difractogramas das análises de DRX